Série A, N° 1012
N° d'ordre : 1036

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ
(*Mention Sciences*)

PAR

GEORGES MACHAIRAS
Diplômé de l'Ecole Polytechnique d'Athènes
et de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris
(Section Géologique et Minière).

PREMIÈRE THÈSE :

MÉTALLOGÉNIE DE L'OR EN GUYANE FRANÇAISE

(avec comparaison des districts aurifères d'EL CALLAO, Venezuela, de PORCUPINE, Canada, et de ITY, Côte d'Ivoire)

DEUXIÈME THÈSE :

UTILISATION DES BASSES TEMPÉRATURES DANS L'ÉTUDE DES INCLUSIONS FLUIDES

SOUTENUES LE 8 JUIN 1962
DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

JURY

MM.	J. JUNG	*Président*
	P. ROUTHIER	*Rapporteur*
	P. BELLAIR	*Examinateur*

Membres invités

MM.	B. CHOUBERT	(*Directeur de recherches au C.N.R.S.*)
	E. RAGUIN	(*Professeur à l'Ecole des Mines de Paris*)

PUBLIÉ DANS LES MÉMOIRES
DU BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES

Série A, N° 1012
N° d'ordre : 1036

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ
(*Mention Sciences*)

PAR

GEORGES MACHAIRAS
Diplômé de l'Ecole Polytechnique d'Athènes
et de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris
(Section Géologique et Minière).

PREMIÈRE THÈSE :

MÉTALLOGÉNIE DE L'OR EN GUYANE FRANÇAISE

(avec comparaison des districts aurifères d'EL CALLAO, Venezuela, de PORCUPINE, Canada, et de ITY, Côte d'Ivoire)

DEUXIÈME THÈSE :

UTILISATION DES BASSES TEMPÉRATURES DANS L'ÉTUDE DES INCLUSIONS FLUIDES

SOUTENUES LE 8 JUIN 1962
DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

JURY

MM. J. JUNG — *Président*
P. ROUTHIER — *Rapporteur*
P. BELLAIR — *Examinateur*

Membres invités

MM. B. CHOUBERT — (*Directeur de recherches au C.N.R.S.*)
E. RAGUIN — (*Professeur à l'Ecole des Mines de Paris*)

R. Bat.
BIBLIOTH.
LEIDEN

PUBLIÉ DANS LES MÉMOIRES
DU BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

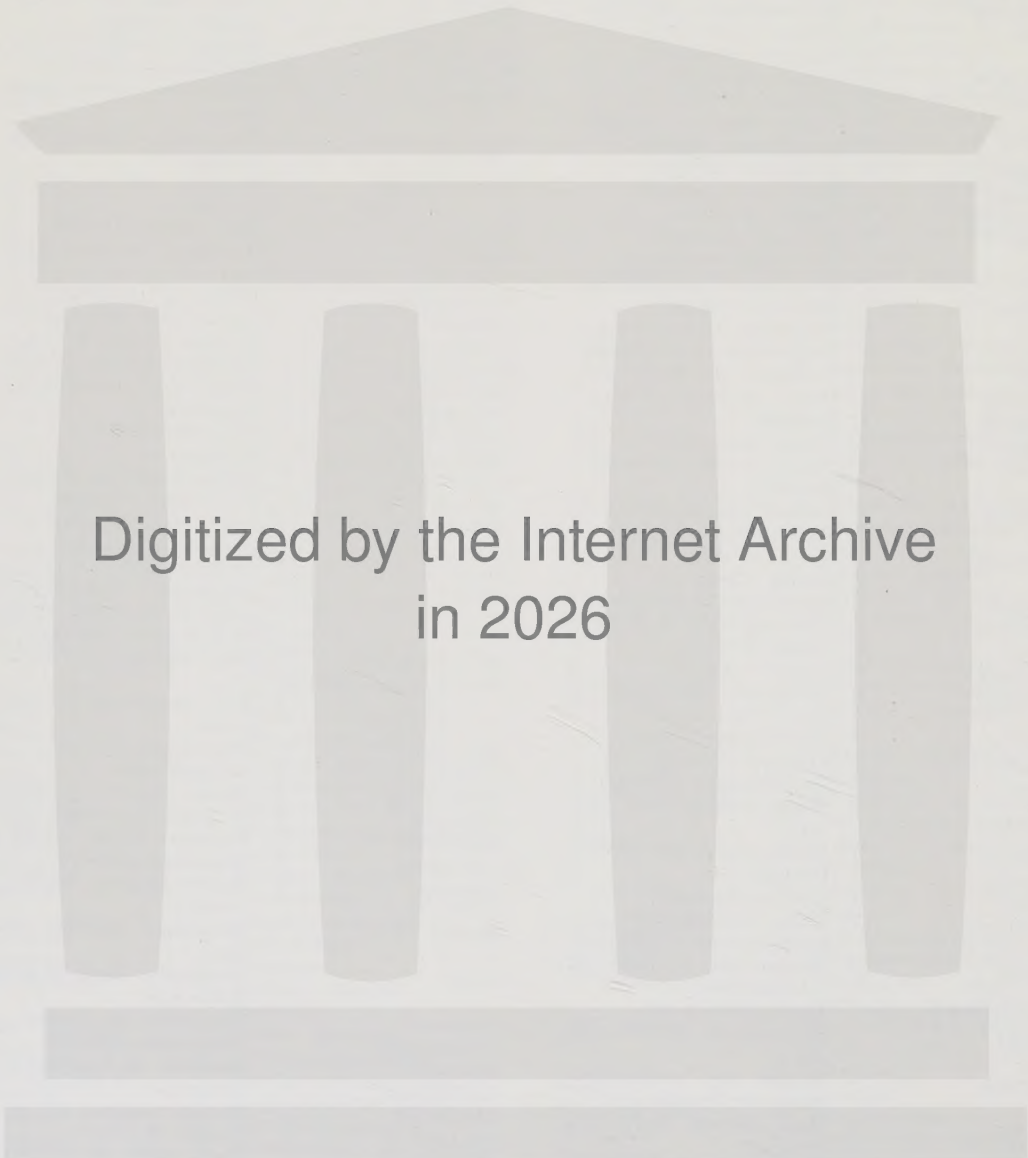
PROFESSEURS

Doyen..... M. ZAMANSKY

G. JULIA	T	Analyse supérieure et Algèbre supérieure.
DE BROGLIE	T	Théories physiques.
PRENANT	T	Anatomie et Histologie comparées.
PÉRÈS	T	Mécanique des fluides et applications.
GRASSÉ	T	Evolution des êtres organisés.
PRÉVOST	T	Chimie organique.
CHAUDRON	T	Chimie appliquée.
WYART	T	Minéralogie et Cristal.
TEISSIER	T	Zoologie.
MANGENOT	T	Biologie Vég. (Orsay).
AUGER	T	Physique quantique et Relativité.
MONNIER	T	Physiologie générale.
PIVETEAU	T	Paléontologie.
ROCARD	T	Physique (E.N.S.).
CARTAN	T	Mathématiques (E.N.S.).
LAFFITTE	T	Chimie générale.
FAVARD	T	Géométrie supérieure.
COULOMB	T	Physique du Globe.
Mlle COUSIN	T	Biologie animale (S.P.C.N.).
CHRÉTIEN	T	Chimie minérale.
DRACH	T	Zoologie.
KASTLER	T	Physique (E.N.S.).
EPHRUSSI	T	Génétique.
RIVIÈRE	T	Géologie S.P.C.N. et sédimentation.
GAUTHERET	T	Biologie vég. (P.C.B.).
LUCAS R.	T	Recherches physiques.
THOMAS A.	T	Biologie cellulaire.
ARNULF	T	Optique appliquée.
MORAND	T	Physique Enseignement.
SOLEILLET	T	Physique (P.C.B.).
FORTIER	T	Mécanique exp. des fluides.
DANJON	T	Astronomie.
PETIT	T	Biologie maritime.
QUENEY	T	Météorologie et dynamique atmosphérique.
GALLIEN	T	Embryologie.
EICHHORN	T	Botanique.
DE CUGNAC	T	Biologie végétale (S.P.C.N.).
Mlle CAUCHOIS	T	Chimie physique.
THELLIER	T	Physique du Globe.
L'HÉRITIER	T	Biologie générale (Orsay).
GRIVET	T	Radioélectricité (Orsay).
PONCIN	T	Mécanique générale.
DUBREIL	T	Arithmétique et théorie des nombres.
QUELET	T	Chimie organique.
CAGNIARD	T	Géophysique appliquée.
CHAMPETIER	T	Chimie macromoléculaire.
CUVILLIER	T	Micropaléontologie.
JUNG	T	Pétrographie.
TRILLAT	T	Microscopie et diffraction électronique.
WIEMANN	T	Chimie organique et struc.
JACQUINOT	T	Spectroscopie et physique céleste (Orsay).
VASSY	T	Physique de l'atmosphère.
DESTOUCHES	T	Théories physiques.
AMIEL	T	Chimie générale.
HOCART	T	Minéralogie et cristallog.
J.-P. MATHIEU	T	Physique (Optique).
COUTEAUX	T	Biologie animale (P.C.B.).
MAY	T	Zoologie (Orsay).
CHOQUET	T	Théorie des fonctions et Topologie.
FELDMANN	T	Biologie végétale marine.
GUINIER	T	Physique des Solides (Orsay).
JOST	T	Physiologie comparée.
FORTET	T	Calcul des Probabilités et Physique mathématique.
SCHWARTZ	T	Calcul diff. et intégral.
CHOUARD	T	Physiologie végétale.
MALAVARD	T	Aviation (Techn. aéronautique).
BRELOT	T	Calcul diff. et intégral.
NORMANT	T	Synthèse organique générale.
BENARD	T	Chimie minérale.
BUVAT	T	Botanique (E.N.S.).
DUGUE	T	Statistiques mathématiques.
SOULAIRAC	T	Psychophysiologie.
ULRICH	T	Physiologie végétale.
MARÉCHAL	T	Optique théorique et appl.
KIRRMANN	T	Théories chimiques.
CHADEFAUD	T	Botanique.
Mlle LE BRETON	T	Physiologie de la nutri.
SALEM	T	Mathématiques générales.
LELONG	T	Applic. de l'analyse à la géométrie.
DEVILLERS	T	Anatomie et histologie comp.
EHRESMANN	T	Topologie algébrique.
FRANÇON	T	Physique (S.P.C.N.).
GLANGEAUD	T	Géographie phys. et Géologie dynamique.
GODEMENT	T	Mathématiques (M.P.C.).
PISOT	T	Tech. mathém. de la Physique.
ROCH	T	Géologie.
SCHATZMAN	T	Astrophysique.
TERMIER	T	Paléontologie stratig.
ZAMANSKY	T	Mathématiques générales.
LENNUIER	T	Physique (M.G.P.).
RIZET	T	Génétique (Orsay).
ROUTHIER	T	Géologie appliquée.
Mme TONNELAT	T	Physique théorique.
DIXMIER	T	Mathématiques (M.P.C.).
SOUCHAY	T	Chimie générale.
AIGRAIN	T	Electrotechnique génér.
BRUSSET	T	Chimie systématique.

M. Lévy	T	Physique théorique des hautes énergies (Orsay).
Mme Chaix	T	Chimie biologique.
Mme Hurel-Py		Biologie végétale (P.C.B.).
Piaux	T	Chimie (M.P.C.).
Brun	T	Mécan. théorique des fluides.
Lederer	T	Chimie biologique.
Mme Dubreil	T	Mathém. (Agrégation).
Mme Lelong	T	Mathématiques (E.N.S.).
Bellair	T	Géologie (S.P.C.N.).
Cotte	T	Physique électricité.
Dubois J.-E.	T	Chimie organique.
Lamotte	T	Zoologie (E.N.S.).
Michel A.	T	Chimie minérale (Orsay).
Olmer	T	Energétique générale.
Rouault	T	Electricité (Orsay).
Gauthier	T	Mécanique appliquée.
Barchewitz	T	Chimie physique.
Brossel	T	Physique atomique.
Buser		Physiologie comparée.
Camus		Physiologie vég. (B.M.P.V.)
Castaing	T	Physique (Orsay).
Curien	T	Minéralog. et Cristallog.
Moyse	T	Physiologie végé. (Orsay).
Noirot		Evolution des Etres org.
Pannetier	T	Chimie générale (Orsay).
Possompes	T	Zoologie.
Pullmann	T	Chimie théorique.
Teillac	T	Physique nucl. et radio-activité.
Tonnelat	T	Biologie physico-chim.
Ville	T	Econométrie.
Willemart		Chimie (P.C.B.).
Dode	T	Chimie (Orsay).
Freymann	T	Recherches physiques.
Guinochet	T	Biol. vég. S.P.C.N. (Orsay)
Rollet	T	Chimie (P.C.B.).
Mlle Josien	T	Chimie S.P.C.N.
Chevalley	T	Géométrie algébrique et théorie des groupes.
Arnoult	T	Electronique (Orsay).
Chapelle	T	Physique (Orsay).
Delange	T	Mathématiques (Orsay).
Deny	T	Mathématiques géné. (Orsay).
Germain	T	Mécan. théor. des fluides.
Lucas G.	T	Géologie.
Allard	T	Chimie physique.
Berthelot	T	Phys. fondamentale des hautes énergies (Orsay).
Bricart	T	Météorologie et phys. de l'Atmosphère.
Mme Albe-Fessard		Psychophysiologie.
Friedel		Physique des Solides (Orsay).
M. Julia		Etudes des moléculaires naturelles complexes.
Lender	T	Biol. animale (S.P.C.N.), (Orsay).
Magat		Physico-chimie des radio-éléments.
Mlle Quintin	T	Electrochimie.
Monod	T	Chimie du métabolisme.
Benoit	T	Physiol. anim. (Orsay).
de Possel	T	Analyse numérique.
Charlot	T	Chimie analytique.
Haissinsky	T	Radiochimie.
Lemée	T	Physiol. vég. B.M.P.V. (Orsay).
Guérin	T	Chimie M.P.C. (Orsay).
Chatelet M.		Chimie (P.C.B.).
Jean	T	Physique nucléaire (Orsay).
Mattler	T	Physique S.P.C.N.
Michel L.		Phys. théor. des hautes énergies (Orsay).
Bergerard		Zoologie (Orsay).
Bertein		Electronique (Orsay).
Bouissières		Chimie des radioéléments (Orsay).
Mme Couture		Thermodynamique et méc. physique.
Ellenberger		Géologie appliq. sur le terrain.
Franc		Biol. animale (P.C.B.).
Schnell		Botanique tropicale (Orsay).
Stolkowski		Physiologie générale.
Acher		Chimie biol. (Orsay).
Baudoin		Biologie animale P.C.B.
Beaumont		Biologie animale S.P.C.N.
Blamont		Géophysique ionosphère.
Bourreau		Botanique.
Cuire D.		Physique (M.C.P.).
Durand-Delga		Géologie.
Freon	T	Chimie organique (Orsay).
Heller		Physiologie végétale.
Tortrat		Calcul des probabilités.
Cailleux		Géologie (S.P.C.N.).
Magnan	T	Physique (S.P.C.N.)
Daudel	T	Mécanique ondulatoire. appl. à la chim. théor. et à la phys. nucléaire.
Mlle Fourcroy		Biol. végétale (S.P.C.N.).
Mme Choquet-Bruhat	T	Méc. analytique et méc. céleste.
Mlle Veil		Physiologie générale.
Lwoff	T	Microbiologie.
Siestrunck	T	Mécan. phys. et expérim.
Lacombe	T	Métallur. des métaux nucl.
Brochard	T	Physique P.C.B. (Orsay).
Cabannes	T	Mécanique générale.
Lesieur	T	Mathématiques M.P.C. (Orsay).
Mazet	T	Mécanique générale (Orsay).
Caire		Géographie phys. et géol. dynamique.
Comolet		Mécanique des fluides.
Coraboeuf		Physiologie animale.
Delloue		Physique de l'exosphère.
Gorenflot		Botanique II (Orsay).
Houillon		Biologie animale P.C.B.
Jullien J.		Chimie P.C.B.
Malgrange		Tech. math. de la phys.
Olivier		Antropologie.
Nozeran	T	Botanique II (Orsay).
Blanc-Lapierre		Physique E.N.S. (Orsay).

Secrétaire Général..... R. Poullain


Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41538117_0001

G. MACHAIRAS

Diplômé de l'Ecole Polytechnique d'Athènes
et de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris
(Section Géologique et Minière).

MÉTALLOGÉNIE DE L'OR EN GUYANE FRANÇAISE

(avec comparaison des districts aurifères d'EL CALLAO, Venezuela, de PORCUPINE, Canada, et de ITY, Côte d'Ivoire)

SOMMAIRE

Pages

CHAPITRE I.

Généralités sur la Guyane 13

CHAPITRE II.

Méthodes de travail..... 17

CHAPITRE III.

Géologie de la Guyane 27

CHAPITRE IV.

Caractéristiques des granites associés aux minéralisations aurifères..... 47

Chapitre V.

Description de quelques régions aurifères caractéristiques de la Guyane :

Région de Sophie 63
Région de Saint-Elie 77
Région de Saül 90
Région de Cormontibo 104

Chapitre VI.

Étude de la paragenèse des filons aurifères. 109

Chapitre VII.

Structure du quartz 123

Chapitre VIII.

La métallogénie des filons aurifères 127

Chapitre IX.

Les formations encaissantes. 133

Chapitre X.

Comparaison des phases métallogéniques 135

Chapitre XI.

Géochimie de l'or. 141

Chapitre XII.

Conclusions générales 149
Conclusions minières. 151

Bibliographie 153

Annexe « Analyses chimiques » 155

Planches photo 165

Table des figures 207

Table des matières 209

AVANT - PROPOS

C'est à M. KATRAKIS, *Professeur à l'Ecole Polytechnique d'Athènes, que je dois le meilleur de ma formation d'Ingénieur des Mines. Il continue à suivre mes travaux et ma carrière et à m'aider de ses précieux et très importants conseils. Aussi est-ce à lui que j'adresserai d'abord mes remerciements, et un reconnaissant hommage. De même remercierai-je M. le Professeur* VOREADIS *qui m'a donné les premières leçons de géologie.*

A Paris, c'est M. RAGUIN, *Professeur à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines qui, lorsque j'ai suivi l'enseignement de la Section d'Etudes Géologiques et Minières de cette Ecole, a complété ma formation de géologue. Depuis il a toujours suivi mes travaux et je lui dois beaucoup. Qu'il me permette de le remercier ici et de l'assurer de toute ma profonde reconnaissance, en y associant MM. les Professeurs* VINCIENNE *et* PÉLISSONNIER *qui ont joué aussi un rôle important dans ma formation et dont les conseils sont toujours des guides précieux pour moi.*

Le Professeur L. BARRABÉ *avait bien voulu s'intéresser à mon travail de thèse dès son début ; il m'avait accueilli avec une grande bienveillance. Sa mort prématurée a été un grand malheur, vivement ressenti par tous ses élèves et par moi-même.*

A M. le Professeur JUNG *j'adresse de vifs remerciements pour avoir bien voulu accepter de présider le Jury de ma thèse.*

Je tiens à exprimer ma gratitude à M. le Professeur ROUTHIER, *Directeur du Laboratoire de Géologie appliquée de la Sorbonne qui m'a donné de précieux conseils, notamment sur la genèse des filons et qui m'a réservé un aimable accueil dans son laboratoire.*

De même remercierai-je M. le Professeur BELLAIR *pour avoir bien voulu accepter d'être membre du Jury de ma thèse.*

A M. DEICHA, *Maître de Recherches au C.N.R.S. qui m'a initié aux méthodes d'études des inclusions fluides, je tiens à redire tout l'intérêt que j'ai trouvé à ces études nouvelles dont il est l'un des tout premiers promoteurs, en même temps que je le remercie pour son amical accueil dans son laboratoire et pour tous ses conseils.*

Dans un autre domaine, j'adresse mes remerciements à la Direction du Bureau de Re-

cherches Géologiques et Minières (B.R.G.M.) à Paris, qui m'a autorisé à présenter ce travail sous forme de thèse et m'a fourni les moyens de le mener à bien, notamment lors de son achèvement. Egalement à MM. GUILLEMIN, *et* BÉGUINOT, *qui m'ont aimablement accueilli dans les laboratoires du B.R.G.M. et m'y ont facilité le travail. Egalement à* MM. ANGEL *et* LEMARCHAND, *Directeurs du B.R.G.M. en Guyane, qui m'ont donné la possibilité d'étudier les diverses régions qui font l'objet de mon travail, en me permettant de mener ces études à leur terme, et à* M. RIERA, *Chef-Géologue du Bureau Minier Guyanais pour ses observations et pour les utiles controverses et discussions animées que nous avons eues ensemble.*

M. B. CHOUBERT, *Directeur au C.N.R.S. m'a donné de précieux conseils sur la géologie de la Guyane. Je lui en suis reconnaissant.*

Je remercie aussi M. ARNOULD, *Professeur à l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, qui m'a cordialement aidé dans la correction du manuscrit de ce travail.*

Mon amicale reconnaissance est acquise à mes camarades du B.R.G.M. de Paris : MM. CADIOU, MOATTI, BILLAUD, PHAN, CAPITAN, BAHERZE, GIRAUD, REBOURS, VUKOTIC, Mlle ROUQUETTE, *qui m'ont aidé soit pour les études spectrographiques, soit pour les analyses à la microsonde de Castaing, travaux indispensables à l'étude de la géochimie de l'or.*

De même rappellerai-je ici les amicales et utiles discussions que j'ai eues avec mes camarades du B.R.G.M. de Guyane.

Enfin je ne manquerai pas de remercier M. BONNAUD *pour les photographies en couleur de pépites et* M. MARREC *pour la qualité des dessins.*

RÉSUMÉ

EN GUYANE FRANÇAISE

a) L'or filonien.

La minéralisation en or filonien provient de diverses venues granitiques et elle se localise en position péribatholitique autour des grands massifs granitiques du centre du pays. Il y a trois phases métallogéniques :

Première phase.

Elle se caractérise par l'abondance de la tourmaline tandis que les sulfures (pyrrhotine, chalcopyrite, cubanite, pyrite, tétradymite, molybdénite) et la scheelite sont en faible quantité. La même phase se présente dans la région Tomi d'El Callao, au Venezuela, ainsi que dans la région Timmins, au Canada. Cette phase est sporadiquement exploitée.

Deuxième phase.

Elle se caractérise par des sulfures tels que pyrite, chalcopyrite, tétraédrite, pyrrhotine, tétradymite, arsénopyrite, blende, galène, altaïte, hessite, petzite. La même phase existe dans la région Timmins au Canada, tandis qu'au Venezuela (région du Vieux Callao) elle se présente avec une grande abondance de pyrite et très peu de chalcopyrite. Cette phase est la plus importante au point de vue minier.

Troisième phase.

Elle se caractérise par du quartz géodique. La pyrite et la chalcopyrite sont en faible quantité. En Guyane, à cause du faible tonnage du quartz des filons, cette phase ne semble pas présenter d'intérêt minier.

b) L'or alluvionnaire et sa recristallisation.

L'or pépitique est recristallisé dans des roches latéritiques en trois générations successives. Chacune de ces trois générations est caractérisée par une structure et une composition chimique différentes.

Première génération.

Les cristaux sont microcristallins et ont une structure « géodique » ou en mosaïque.

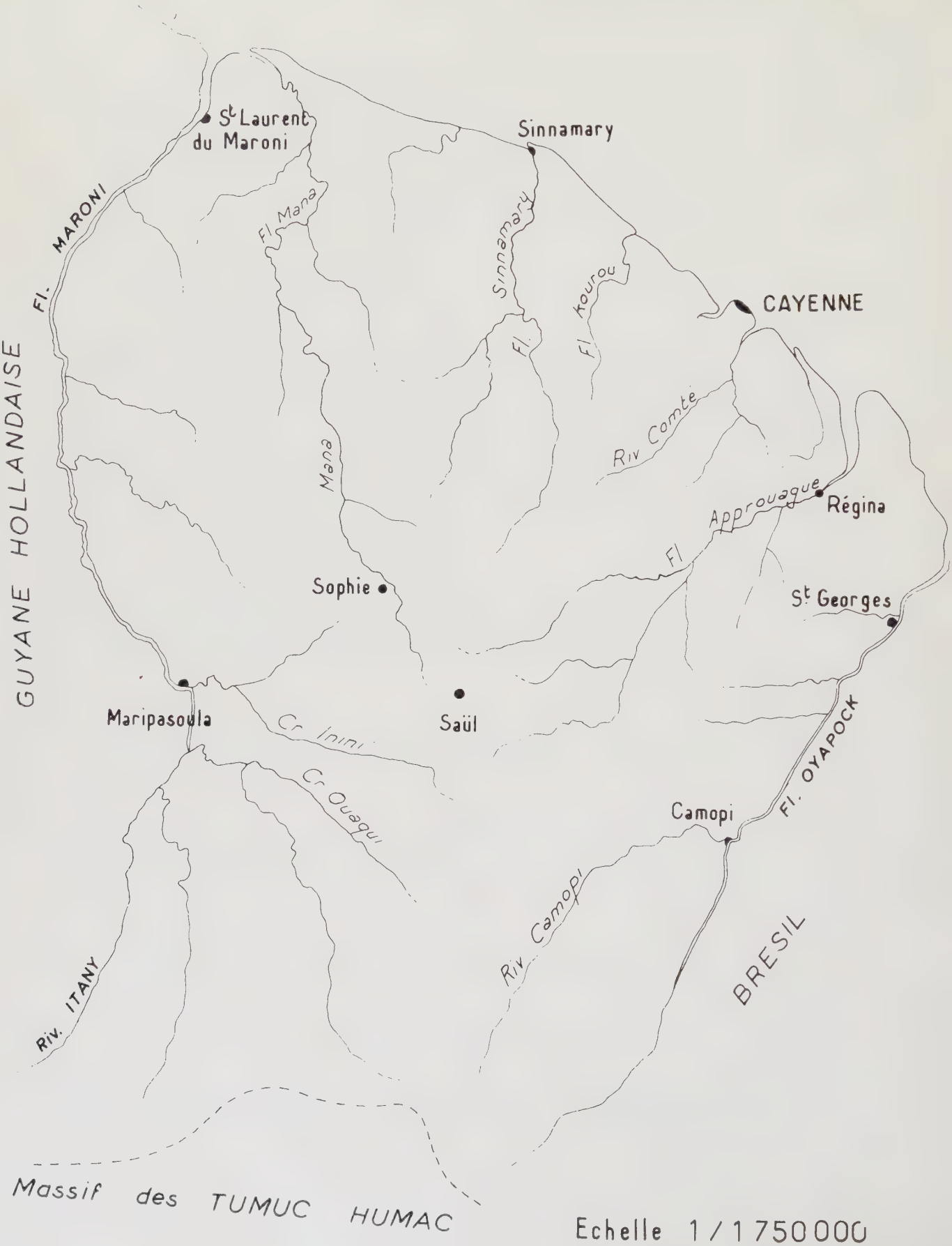
Deuxième génération.

Les cristaux sont assez gros, en forme d'agrégats avec des macles de croissance.

Troisième génération.

Les cristaux sont petits. Ils forment des auréoles ou remplissent les interstices des cristaux de la deuxième phase.

CARTE DE LA GUYANE FRANÇAISE



INTRODUCTION

C'est en novembre 1957 *que la Direction du Bureau Minier Guyanais — dont le Président était* M. F. Blondel, *le Directeur Général* M. Buchot *et le Directeur en Guyane* M. Angel — *me chargea de faire une étude sur la métallogénie aurifère de la Guyane Française.*

Le but de cette étude était d'orienter la prospection sur les régions où la probabilité d'existence de gisements aurifères exploitables était la plus grande.

De cette date jusqu'en février 1962, *j'ai étudié* 17 *régions aurifères en Guyane Française et en outre, à titre de comparaison, la région d'El-Callao au Venezuela et celle de Timmins au Canada, ainsi que quelques échantillons d'Ity en Côte d'Ivoire.*

CHAPITRE I

GÉNÉRALITÉS SUR LA GUYANE

1) Aperçu géographique.

La Guyane Française est située sur la côte atlantique au NE du continent Sud-Américain.

Elle couvre environ 80 000 km² entre le 2e et le 6e degré de latitude Nord et entre les méridiens 51°30' et 54°30' de longitude Ouest. Elle est limitée au Nord par l'Océan Atlantique, à l'Est par le fleuve Oyapock qui la sépare du Brésil, à l'Ouest par le fleuve Maroni qui la sépare du Surinam, anciennement Guyane Hollandaise.

La frontière qui la sépare du Brésil est constituée par la ligne de partage des eaux entre les affluents de l'Oyapock et du Maroni d'une part, et les tributaires de l'Amazone, d'autre part.

Sa forme est grossièrement celle d'un trapèze dont la grande base serait constituée par la côte atlantique longue de 300 km, la petite base, par la frontière Sud mesurant 150 km.

2) Morphologie.

La morphologie actuelle dépend d'une part des cycles successifs du climat (tantôt tropical, tantôt équatorial) et d'autre part de la nature des roches qui constituent la Guyane.

La région côtière est plate en général ; à cause des marées et de nombreuses rivières, la plus grande partie est marécageuse.

La morphologie de l'intérieur du pays dépend de la nature des roches du substratum qui sont les suivantes :

a) *Dolérites.*

Les dolérites sont presque toujours en forme de filons qui se prolongent sur plusieurs dizaines de km. Fréquemment elles sont très altérées avec fort développement de la végétation sur leur tracé, ceci permettant de distinguer facilement leur allongement sur les photographies aériennes.

b) *Schistes sédimentaires.*

Ils appartiennent aux formations de l'Orapu et du Bonidoro.

Ils forment de petites collines arrondies ou parfois avec des formes en amandes. Leur hauteur ne dépasse pas une centaine de mètres au-dessus du niveau de la mer, et elles sont séparées par de nombreuses petites rivières. Leur pente atteint parfois 30 à 40 %. La végétation y est moins développée que dans le cas précédent.

c) *Laves basiques et acides de la formation de Paramaca.*

Ces roches forment des collines dont la hauteur ne dépasse pas 650 m au-dessus du niveau de la mer. Toutes sont arrondies et elles sont aussi séparées les unes des autres par de petites rivières qui dessinent des mailles irrégulières. Les pentes atteignent 40 à 50 %, et la végétation y est assez développée.

d) *Granites.*

Les collines sont arrondies avec une hauteur et une pente plus faibles que dans les formations précédentes. La végétation y est faiblement développée. Les nombreuses rivières qui séparent les collines dessinent localement des mailles régulières avec des formes plus ou moins entrecroisées.

Les *bauxites* et les *latérites* couvrent généralement les sommets des plateaux et des collines avec une végétation très faiblement développée.

D'autre part le réseau hydrographique de la Guyane est très dense. Les grands cours d'eau qui traversent le pays sont les rivières : Maroni, Mana, Sinnamary, Kourou, Comté, Approuague, Oyapock (1).

On peut conclure que la morphologie de la Guyane est faite de nombreuses collines de formes arrondies, couvertes par la forêt vierge et séparées entre elles par une multitude de petites rivières. Cette morphologie ne semble pas permettre des concentrations alluvionnaires importantes et les matériaux des roches décomposées, transportés par les eaux, présentent une grande dispersion.

3) Climat.

Le climat guyanais est un climat essentiellement équatorial caractérisé par une température à peu près constante, une forte pluviosité et une très forte humidité.

4) Température.

Elle varie de 22°C à 32°C, la moyenne anuelle étant environ 26° à 27°C.

Le mois d'octobre est considéré comme le plus chaud et janvier comme le plus froid, sans que l'écart entre les moyennes de ces deux mois dépasse 3° à 4°. On a cependant enregistré des maximums absolus de 35° et des minimums absolus de 15°.

5) Pluviosité.

On distinge une saison des pluies de mi-décembre à mi-août, coupée normalement en mars par une petite saison sèche de quelques semaines, et une saison sèche de mi-août à mi-décembre. Les précipitations moyennes sont de 3 à 5 m d'eau par an et passent généralement par des maximums en janvier et en mai.

(1) Les petits cours d'eau sont nommés « criques » en Guyane. Ce terme est à rapprocher du mot anglais creek.

6) Humidité.

L'humidité relative est toujours élevée et le degré hygrométrique est souvent voisin de 100, pendant la saison des pluies et surtout la nuit.

7) Vents.

Les vents violents sont extrêmement rares. On n'enregistre en moyenne qu'une fois par an un vent atteignant 16 m/s. Les perturbations cycloniques de l'Atlantique Nord n'atteignent jamais la Guyane.

8) Maladies.

Il n'existe pas de graves maladies, sauf la lèpre, d'ailleurs en régression, qui atteint presque uniquement la population autochtone. L'eau est potable partout et la dysenterie, le typhus et la fièvre jaune sont extrêmement rares.

Le climat guyanais, dans l'ensemble est supportable et relativement agréable pendant les périodes de sécheresse.

9) Population.

La population de la Guyane Française est de 30 000 habitants environ. La majorité est composée de métis désignés localement sous le nom de créoles. Le reste est constitué par des Européens essentiellement fonctionnaires ou techniciens, faisant des séjours temporaires plus ou moins longs, par des Asiatiques surtout commerçants, par quelques tribus noires (boni, boch, saramaca) et enfin par quelques Indiens.

CHAPITRE II

MÉTHODES DE TRAVAIL

La Guyane Française est couverte entièrement par la forêt. Sur la partie côtière existe la seule route qui relie Cayenne, ville principale de la Guyane, aux communes de Kourou, Sinnamary, Mana, Saint-Laurent-du-Maroni.

La pénétration dans l'intérieur du pays se fait par les rivières coupées fréquemment de rapides, au moyen de petites embarcations à moteur. Quelques centres sont maintenant reliés à Cayenne par de petits avions.

Le travail du géologue est grandement conditionné par la pluie pendant la période pluviale ; les fortes pluies, les marécages, l'humidité agissent désagréablement sur le système nerveux des Européens.

D'autre part, les roches sont fortement altérées et plus ou moins latéritisées. Les observations directes concernant la stratigraphie des formations sont rarement réalisables, de plus le métamorphisme de contact provenant des différentes granitisations est souvent complètement effacé. Dans l'ensemble, le géologue rencontre de grandes difficultés quand il désire faire une étude détaillée.

1) Le travail de terrain et le travail de laboratoire.

L'étude des différentes régions aurifères de Guyane a été faite pendant la saison sèche et pendant celle des pluies.

La méthode adoptée était de faire des layons à maille moyenne de 400 m et d'examiner la surface de la région.

Les matériaux récoltés ont été étudiés pour la plupart au laboratoires du B.M.G. (1) à Cayenne ; également au laboratoire de Géologie appliquée de l'Ecole des Mines de Paris, au laboratoire central du B.R.G.M. (2) à Paris et au laboratoire de Géologie appliquée de la Sorbonne.

(1) Bureau Minier Guyanais.
(2) Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

2) Microscope a réflexion.

Pour la détermination des minéraux opaques nous avons utilisé avec profit un procédé pratique de comparaison des pouvoirs réflecteurs que nous avons mis au point (Raguin et Machairas, 1956).

La méthode consiste à fabriquer une section polie mince (épaisseur de 0,7 mm à 0,2 mm) de minéraux connus. La section est montée sur une lame de verre porte-objet ou une lame d'acier d'épaisseur 15/100 mm, sur laquelle elle est collée avec du baume du Canada. Elle est placée de manière à dépasser le porte-objet de quelques millimètres, latéralement, et à présenter une limite rectiligne bien franche jusqu'à laquelle le polissage est aussi parfait que possible. On pose cette préparation sur la surface polie du minerai à étudier de façon que l'arête limite de l'étalon soit en juxtaposition avec le grain minéral étudié au centre du champ du microscope. Pour l'observation il suffit d'une minime variation de la mise au point pour regarder successivement le minéral étudié et l'étalon.

3) Analyses spectroscopiques.

Nous avons utilisé le spectrographe modèle Nouvelle-Zélande qui travaille entre 2 200 et 3 500 Å.

a) *Méthode qualitative.*

La base des méthodes d'analyse spectrale qualitative est l'équation : $_{\nu}h = W_2 - W_1$ La lettre $_{\nu}$ désigne la fréquence, et $h = 6{,}55.10^{-27}$ erg/s est la constante de Planck, W_1 et W_2 sont les niveaux d'énergie des atomes. Cette équation nous indique qu'il faut fournir à un atome une quantité d'énergie au moins égale à $W_2 - W_1$ pour produire une raie de fréquence . L'énergie nécessaire s'exprime en électron-volts et est appelée potentiel d'excitation de cette raie.

Technique opératoire : On place dans un châssis spécial la plaque photographique qui est montée sur un chariot qui peut recevoir un mouvement de translation au moyen d'une vis commandée par un tambour gradué. Sur chaque plaque on peut enregistrer 8 analyses et les 2 témoins de Fe pur.

Dans le même châssis se trouve l'échelle de longueur d'onde. L'inscription sur la plaque des divisions et chiffres de l'échelle se fait à la fin de la série des analyses de la plaque grâce à la lumière fournie pendant quelques secondes par une petite lampe électrique dont l'allumage est commandé par un bouton. Les échantillons étudiés sont sous forme de poudres de 200 mesh ou sous forme massive dans le cas de l'or. Ils sont placés dans le cratère d'une électrode en graphite. La contre-électrode est aussi en graphite.

Comme source lumineuse nous avons utilisé l'arc produit entre les électrodes par un courant électrique de 8,5 A.

Pour les analyses la fente du spectographe était de 2/100 mm mesurée par un tambour gradué. Le temps de pose, 45 secondes pour chaque analyse, était mesuré par un chronomètre automatique.

Après les enregistrements ont traite la plaque avec un révélateur (5 minutes) et un fixateur (10 minutes). Ensuite lavage durant environ une heure dans un bac à eau courante. Puis on laisse sécher. Enfin on cherche au spectroprojecteur les raies caractéristiques des éléments par comparaison avec les raies du fer.

Le tableau, ci-joint, donne les raies caractéristiques de quelques éléments.

TABLEAU I

Eléments	Raies caractéristiques en Å
Ag	3 280,3 — 3 383
As	2 780,2 — 2 745,1 — 2 898,8
Au	2 676 — 3 029,3
Bi	3 067,8
Cu	2 618,5 — 2 824,5 — 2 883,1 — 2 961,3
Fe	2 739,5 — 2 749,3 — 2 755,7 — 2 598,5
Pb	2 833,2 — 2 802,4 — 2 614,3 — 2 663,3
Pt	3 064,8 — 2 659,6 — 2 702,5 — 2 706,0
Sb	2 528,6 — 2 598,1 — 2 878,0
Sn	2 863,3 — 3 262,5 — 2 910,1 — 2 706,6
Ga	2 874,2 — 2 943,7 — 2 780,2
Ge	3 039,2 — 3 269,5
Hg	2 536,7
Mg	2 778 — 2 788 — 2 795,6
Mn	2 576,2 — 2 593,7 — 2 605,8 — 3 260
Ti	3 349,6 — 3 361,4 — 3 200,1
Mo	3 132,7 — 3 170,5 — 3 194,1
Cd	3 261,2 — 3 403,8
Ba	3 071,7 — 3 501,3
Ca	3 179,5 — 3 159,0
Cr	2 732 — 2 889,1 — 2 677,2 — 2 835,1

b) *Méthode quantitative.*

Les méthodes quantitatives ont comme base l'équation :

$I = K\ N^M$

I = intensité lumineuse.
K, M = constantes de la substance étudiée.
N = nombre d'atomes émetteurs.

Pour la première approximation le nombre N est proportionnel à la concentration massique C.

$$I = K'\ C^M$$

Une seconde approximation consisterait à supposer une relation linéaire entre I et C.

$$I = K''\ C$$

Par ailleurs, une émulsion photographique recevant une intensité lumineuse I pendant un temps t possède après un traitement déterminé une densité optique d, fonction univoque de I.

$d = \gamma \log I\ t$

d = densité optique.
γ = contraste de l'émulsion utilisée.
I = intensité lumineuse.
t = le temps.

La densité optique, mesurée par densitométrage, est donnée en fonction des indications Do et D du densitomètre, dues respectivement aux flux lumineux ayant traversé une partie non exposée de l'émulsion photographique et la raie à densitométrer, par :

$$d = \log \frac{Do}{D}$$

donc $$\log \frac{Do}{D} = \gamma \log K' C^M t$$

ou $$\log C = -\frac{I}{M\gamma} \log D + C^{te}$$

Dans toutes les méthodes les courbes d'étalonnage sont donc de la forme :

$\log C = f(\log D)$ et elles ont la pente I/γ

Ces relations sont linéaires en coordonnées logarithmiques. Elles sont valables entre les limites de la partie rectiligne de la caractéristique d'émulsion. Tel est le principe de l'analyse quantitative.

Techniques opératoires

Détermination des oligoéléments dans la blende et la galène.

Nous avons appliqué la méthode du B.R.G.M.

— On prend 100 mg de l'échantillon broyé à 200 mesh et on le place dans une capsule de silice ;

— On ajoute 2 fois 2 cm^3 HNO^3 concentré et on évapore 2 fois à sec, ensuite on ajoute 5 cm^3 d'une solution de Cu $(NO^3)2$ qui contienne 180 g Cu/cm^3, puis on chauffe sur plaque chauffante et ensuite au four à 600° pendant une heure ;

— On laisse refroidir et on fait une homogénéisation pendant 10 minutes. L'échantillon ainsi préparé est ensuite passé au spectrographe suivant les caractéristiques du tableau II suivant :

Tableau II

Plaque	Fente	Electrode	Pose	Courant
68 A 56 Gevaert	2/100	7 mm cratère évasé	3 fois 30 s	8 A
—	2/100	1 cm cratère évasé	3 fois 1 mn	1 A
Guilleminot	2/100	7 mm cratère évasé	3 fois 1 mn	8 A
—	2/100	7 mm cratère diam. 3 mm	30 s	8 A

Détermination des oligoéléments dans l'or.

Nous avons appliqué la méthode suivante :

On pèse 4 fois 0,500 g d'or spectrographique pur.

Chaque partie est placée dans une capsule de SiO_2 contenant 4 cm^3 d'eau régale I HNO_3+3 H Cl.

On chauffe légèrement jusqu'à dissolution complète de l'or et on ajoute différentes quantités connues de Fe — Cu — Pb — Ag — Pt. On évapore ensuite à sec au four à 600°. Après refroidissement, on ajoute des quantités (ppm) connues de Sn — Sb — Bi — et on fait une homogénéisation aussi parfaite que possible.

Pour chaque échantillon ainsi préparé on fait des analyses au spectrographe en utilisant les caractéristiques suivantes :

fente : 2/100 ; temps : 45 s ; courant : 8 A.

Après traitement de la plaque photographique on trouve au densitomètre, pour chaque élément, le rapport : $\frac{De}{Do}$

— De = densité optique d'une raie caractéristique dont on connaît la concentration en ppm.
— Do = densité optique d'une raie caractéristique de l'or.
Avec ces rapports on construit pour chaque élément des courbes logarithmiques en fonction de leur concentration exprimée en ppm. Pour une analyse d'un élément on trouve au densitomètre le même rapport $\frac{De}{Do}$ et avec les courbes, la teneur correspondante en ppm.

L'erreur de la méthode est d'environ 20 %.

4) Microsonde électronique de Castaing.

Nous avons utilisé la microsonde pour la détermination des traces de minéraux tels que les tellurures, qui sont en inclusions dans la galène.

La théorie complète de la microsonde est développée dans la thèse de Castaing. Nous donnons ici seulement le principe.

La caractéristique de la microsonde est que l'on peut examiner des sections polies ou encore des lames minces d'une surface de quelques microns carrés.

— On bombarde dans le vide la surface polie d'un minéral par un faisceau d'électrons. Ils produisent des excitations sur les électrons planétaires des couches K — L — M des atomes bombardés.

On admet les principes suivants :

a) La pénétration des électrons dans le minéral étudié est complètement diffusée et quelques électrons peuvent même revenir en arrière et sortir de l'échantillon ;

b) La distance parcourue par un électron dans un cristal est indépendante des directions suivies et ne dépend que de son énergie ;

c) Si le faisceau électronique de caractéristiques données baigne une masse fixe d'un corps quelconque, il rencontre une masse de l'élément analysé proportionnelle à la concentration massique de ce dernier.

Les électrons des couches K—L—M des atomes subissent des chocs ; ils sont déplacés de

ces couches, puis ils retournent occuper leur place primitive, libérant par conséquent de l'énergie sous forme de rayonnement X. Le spectre de ce rayonnement est caractéristique des atomes bombardés.

L'analyse du rayonnement X se fait au moyen de deux spectrographes à cristal courbé. L'un équipé d'une lame de quartz et d'un compteur Geiger-Muller est destiné à l'analyse des éléments de nombre atomique supérieur à 17, l'autre comportant une lame de mica et un compteur proportionnel à circulation gazeuse sert pour les éléments de nombre atomique compris entre 11 et 17.

Pour une analyse qualitative on fait varier l'angle θ de l'équation de Bragg :

$$n\,\lambda = 2\,d\,\sin\,\theta$$
$$n = 1, 2 \ldots$$
$$\lambda = \text{longueur d'onde.}$$

Comme le d est connu parce que c'est celui du quartz ou du mica spectrographique utilisé, on peut calculer la longueur d'onde λ, et dans les tables spéciales on trouve les éléments qui correspondent.

Pour une analyse quantitative d'un minéral on fait apparaître sur les spectrographes successivement les raies caractéristiques des éléments dans les échantillons étudiés et dans des témoins dans lesquels on connaît leur pourcentage. On note dans les deux cas l'intensité enregistrée par le compteur en impulsions par seconde.

On fait des corrections en tenant compte du temps et le rapport des deux lectures fournit en première approximation la concentration massique des éléments étudiés.

En seconde approximation, on fait une deuxième correction basée sur des phénomènes d'absorption. Dans ce cas l'équation utilisée est :

$C = C^1.f\,(C.xi)$

C = concentration réelle.
C^1 = — de la première approximation.
$C.xi$ — des différents éléments constituants xi.

5) Les méthodes d'étude des quartz par les inclusions qu'ils contiennent.

G. Deicha (1955) a exposé largement et en détail les méthodes d'étude des inclusions.

Il est admis que pendant la croissance des cristaux et à cause du déséquilibre cristallogénique, se produisent des accidents qui forment des cristaux négatifs, ou encore des cavités remplies par des liquides, vapeurs et gaz donnant naissance à des inclusions fluides.

G. Deicha a classé ces inclusions en trois types.

Type I. — Ce sont des inclusions de gaz sous pression ; elles sont monophasées dans les conditions normales ;

Type II. — Inclusions aqueuses à bulles ; elles sont diphasées car il existe une phase liquide et une phase gazeuse ;

Type III. — Inclusions triphasées ; il y a en général deux phases liquides et une phase gazeuse.

Parmi les inclusions aqueuses on distingue : les inclusions *primaires* contemporaines de la cristallisation du minéral et les inclusions *secondaires* d'origine mécanique. En ce qui concerne les inclusions aqueuses à bulles le phénomène est uniquement dû, d'après Sorby, au refroidissement. La cavité étant entièrement remplie par du liquide lors de sa formation, le li-

quide se contracte, pendant le refroidissement, beaucoup plus que la cavité elle-même et il apparaît une bulle formée par la vapeur saturante de la solution emprisonnée. Si on chauffe jusqu'à disparition de la bulle on obtient une température approximative de la formation du minéral. Elle est approximative car on ne tient pas compte, dans ce cas, de la pression qui régnait au moment de sa genèse.

Fréquemment les bulles des inclusions liquides s'agitent à cause du mouvement brownien.

Pour notre travail nous avons appliqué les méthodes suivantes :

a) *Essais par écrasement* (*Méthode G. Deicha*).

Cette méthode, simple et précise, met en évidence l'existence d'inclusions gazeuses sous pression. A l'aide d'un microscope Nachet muni d'une platine à écrasement, on observe les bulles de gaz qui sortent pendant l'écrasement d'un petit fragment d'un échantillon immergé dans de l'huile de paraffine.

b) *Etudes microscopiques.*

Au microscope ordinaire on fait l'étude détaillée des inclusions. G. Deicha utilise deux sources lumineuses, l'une parallèle à l'axe du microscope et l'autre oblique, ce qui produit un fond noir permettant de voir plus nettement l'agitation des bulles. Le grossissement est de l'ordre de 1 000 à 2 000 fois.

c) *Méthode décrépitoscopique de Smith.*

On note par un microphone le bruit caractéristique de l'éclatement des inclusions chauffées progressivement, ainsi que la température correspondante.

d) *Méthode Deicha-Machairas.*

Dans notre étude, la méthode simple d'homogénéisation de Sorby et la méthode décrépitoscopique se sont avérées peu utilisables, car les inclusions contiennent du gaz carbonique sous pression et elles sont de trop petite taille. Nous avons mis au point, G. Deicha et nous-même, au Laboratoire de Géologie appliquée de la Sorbonne, une nouvelle méthode semi-directe qui nous a donné des résultats satisfaisants.

On prend un fragment d'environ 1 mm de l'échantillon étudié et on le pose dans une goutte de baume du Canada, cette goutte étant au centre d'un verre de lame mince. On couvre par une autre lame de verre. On cherche et on note, au microscope, les inclusions caractéristiques. On fait un croquis de leur forme et de leur place dans le fragment. Après cette étude microscopique, on transporte le fragment avec une aiguille dans une petite capsule de verre contenant de l'alcool, en agitant jusqu'à ce que le baume qui recouvre le fragment soit complètement dissout. On met ensuite le fragment dans un tube de verre de pyrex, dans lequel se trouve un thermomètre à mercure de 500°, et on chauffe lentement à 50°, 75°, 100°, 125°... Après chaque chauffage on laisse refroidir et on examine au microscope si les inclusions repérées, primaires ou secondaires, ont éclaté. On note la température correspondante.

6) Méthodes d'études des granites par analyse chimique.

a) *Méthode par la densité calculée.*

Nous avons appliqué notre méthode basée sur « la détermination d'un critère pratique des différenciations magmatiques » (Machairas, 1960).

Nous considérons pour chaque roche éruptive une « densité idéale » et une « densité calculée », qui diffèrent toutes deux de la densité réelle telle qu'on pourrait la mesurer au labora-

toire sur un échantillon moyen. Nous caractérisons chaque roche, dont nous voulons étudier la différenciation, par l'écart entre les deux valeurs ci-dessus.

La *densité idéale* d'une roche éruptive se lit sur la droite D qui donne la variation linéaire de la densité *moyenne* réelle des roches éruptives en général en fonction de la silice. Cette droite n'est autre que la ligne de régression des densités des roches en fonction de leur teneur en silice. Une roche à 75 % SiO_2 a une densité 2,6 et une roche à 40 % une densité 3,3. L'équation de la droite D, avec X comme teneur en silice et ψ comme densité idéale, est :

$$\frac{X}{205} + \frac{\psi}{4,1} = 1$$

On a construit un diagramme de base figurant cette droite D et une série de droites parallèles obtenues en décalant les densités de 0,1 en 0,1. Ce diagramme servira à placer les points figuratifs des roches étudiées, en y reportant leur « densité calculée », ou mieux la moyenne entre densité calculée et densité idéale. Cette droite D et les droites parallèles sont conventionnelles et servent à faciliter les comparaisons entre les points figuratifs de groupes de roches.

La densité calculée est la densité théorique d'une roche sans tenir compte de sa structure. C'est une expression particulière de la composition chimique. On part de l'analyse chimique de la roche. On prend une masse de roche égale à 100, représentant la somme des masses des oxydes analysés, c'est-à-dire des pourcentages pondéraux de ces oxydes. On divise cette masse par la somme des volumes des divers oxydes et ceci donne la densité en question. Pour obtenir le volume de chaque oxyde on divise le pourcentage de cet oxyde dans l'analyse par la densité de sa matière à l'état solide telle qu'elle est connue par ailleurs.

Le tableau ci-dessous indique les densités des principaux oxydes des roches granitiques.

SiO_2	2,65	MgO	3,62
TiO_2	4,17	CaO	3,4
Al_2O_3	4	Na_2O	2,27
Fe_2O_3	5,24	K_2O	2,32
FeO	5,7	P_2O_5	2,39
MnO	5,43		

Pour chaque roche on prend la moyenne de la densité calculée de la roche et de la densité correspondante relevée sur la droite D. On obtient l'ordonnée du point figuratif qu'on reporte sur le diagramme. Cette moyenne a pour but d'avoir des courbes plus régulières que si l'on se bornait à porter la valeur de la densité calculée.

Avec la même méthode on peut voir la variation des volumes des différents oxydes des roches étudiées.

b) *Méthode de* B. Choubert.

B. Choubert pour les roches de la Guyane a appliqué la méthode suivante (Choubert, 1957).

On calcule toutes les roches sur 100 % de valences pour obtenir le nombre total N_{at} d'atomes contenu dans ces 100 %.

Il faut donc :

— traduire les chiffres de l'analyse en nombre de « millimolécules » des oxydes (ce qui est courant en pétrographie) ;

— traduire ces nombres de millimolécules en nombres de valences des éléments en multipliant

les nombres obtenus par le nombre de valences de chaque élément dans les oxydes correspondants ;

— présenter les différents chiffres en pourcentages de leur somme totale, ce qui ramène le total à 100 % de valences ;

— diviser les chiffres obtenus par le nombre de valences correspondant à chaque métal. Par addition on obtient le nombre total N_{at} des atomes des métaux.

Pour définir l'encombrement spatial de ces atomes, on divise, pour chaque métal, le nombre d'atomes obtenus par le nombre d'atomes contenus dans la maille caractéristique de la structure de ce métal. Ceci donne le nombre de couches structurales pour chacun. Le total de ces nombres N_σ est le second paramètre caractéristique, définissant l'« encombrement ».

On construit la courbe, pratiquement une droite, de log. N_σ en fonction de N_{at}.

Dans cette méthode il n'est pas tenu compte du silicium considéré comme solvant, ni de l'oxygène, les différents métaux étant supposés non oxydés à l'origine. Il n'est pas tenu compte non plus de H_2O, de S, Cl, CO_2.

La figure 1 donne l'application de cette méthode pour les granites de Guyane.

7) Etude aux rayons X.

Nous avons employé la méthode classique des diagrammes de poudres de Debye-Scherrer.

CHAPITRE III

GÉOLOGIE DE LA GUYANE

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Grâce au Service de la Carte géologique de la Guyane, il existe actuellement une carte géologique générale au 1/500 000 pour l'ensemble du pays.

Les publications sur l'or de la Guyane Française sont rares. Le géologue LEVAT considère que la genèse de l'or est en relation avec les dolérites, tandis que A. LACROIX la situe en rapport avec les granites (LACROIX, 1932).

La carte topographique au 1/50 000 utilisée en Guyane est obtenue par restitution de photographies aériennes verticales à l'échelle approximative du 1/50 000 également.

Ces photographies aériennes sont très utiles pour l'établissement de la carte géologique, car elles permettent de séparer les différentes formations d'après leur relief, mais elles semblent d'un intérêt plus réduit en géologie appliquée. La connaissance de la constitution géologique de la Guyane Française semble plus avancée que celle des Guyanes voisines et de la partie nord du Brésil. Ceci est dû aux travaux de cartographie effectués systématiquement par B. CHOUBERT et ses collaborateurs depuis 1957.

CONSTITUTION GÉOLOGIQUE DE LA GUYANE

Nous présentons brièvement, ci-dessous, la carte géologique de la Guyane d'après les travaux de B. CHOUBERT. (Voir FIG. 2 et Tableau III).

1) QUATERNAIRE.

Le Quaternaire se localise presque uniquement sur la zone côtière de la Guyane. Il existe quatre séries bien distinctes qui sont, à partir de la plus récente :

a) Vases actuelles et argiles de Demerara ;

b) Sables et argiles de la série de Coswine (série de Coropina du Surinam) ;

c) Série détritique de base (série de Sandéry du Surinam).

d) *Marno-calcaire.*

Les argiles de Demerara sont les dépôts qui se constituent encore à l'heure actuelle. Ce sont des vases gris bleu, noirâtres ou localement rougeâtres contenant fréquemment des débris organiques.

Les sables de la Série de Coswine sont d'origine marine ou fluviale. Les argiles de la même série sont d'origine marine, fluviale ou continentale, provenant alors de l'altération du socle cristallin.

La série détritique de base est formée de sables, le plus souvent grossiers et très quartzeux. Leur origine peut être masquée par le remaniement marin qui les a largement affectés. Ils peuvent être difficiles à distinguer des arènes granitiques. On y rencontre en faible quantité de la staurotide, des grenats, de la magnétite, de la tourmaline, de l'andalousite, du zircon.

L'épaisseur cumulée de ces formations n'est que de quelques dizaines de mètres au maximum.

Les marno-calcaires sont des roches à grain fin et leur couleur est blanchâtre et parfois grisâtre. Ils contiennent fréquemment de petits débris éparpillés de Mollusques et de petits Foraminifères.

Les différents sondages faits par le B.R.G.M. montrent qu'il existe localement en profondeur des bandes successives d'argiles et de marno-calcaires.

2) Dolérites et Gabbros.

Ces venues traversent localement presque toutes les formations du Précambrien de Guyane.

Dans la région Comté (rivière Bagotte), elles traversent le granite guyanais. Dans la région Impérative (rivière Approuague), elles traversent les amphibolites de la formation du Paramaca. Enfin dans la région Salvat (Maroni) elle traverse la formation sédimentaire des schistes de l'Orapu sur plusieurs kilomètres.

Ces venues magmatiques sont les plus récentes. Elles se présentent soit sous forme de petits massifs soit, ce qui est plus fréquent, de filons de plusieurs dizaines de kilomètres de longueur. Les directions principales des filons sont N.NE-S.SW. Il s'agit de roches fraîches, mélanocrates et massives. Sur le terrain on peut les distinguer aisément des autres formations. Au microscope on voit que dans l'ensemble on a une composition minéralogique constante. Les principaux minéraux sont des feldspaths du type labrador quelquefois zonés et des pyroxènes avec prédominance d'augite et de diopside. Les minéraux opaques sont la pyrite, la chalcopyrite, quelques cristaux de cuivre natif et enfin la magnétite. La roche a une structure intersertale, parfois micropegmatitique. D'autre part les cristaux sont très frais avec des mâcles polysynthétiques très nettes et ils n'ont pas subi d'efforts tectoniques. Il s'agit de venues post-tectoniques.

L'âge des dolérites est inconnu. D'après B. Choubert il est probable qu'il est entre le Trias et le Crétacé, donc en gros Mésozoïque.

3) Granites galibis (1).

« Ces granites d'abord appelés « caraïbes jeunes », les granitisations caraïbes étant postérieures à l'Orapu terminal, ont un grain moyen et une couleur grisâtre. Ils contiennent généralement deux micas. Sous le microscope on voit que le plagioclase est très sodique (oligo-

(1) Les descriptions des granites sont reproduires d'après B. Choubert (1960) Les citations sont indiquées par des guillemets.

clase voisin de l'albite) et le microcline abondant, souvent perthitique. Les feldspaths et le quartz forment la plus grande partie de la roche. Il y a relativement peu de biotite et beaucoup d'apatite. La muscovite domine dans certains échantillons, l'ilménite et la magnétite sont toujours présentes.

Dans les granites du Petit Saut (Sinnamary) existe une fluorine violette qui, au microscope se détache par son relief négatif de la masse du feldspath.

Ces roches sont parfois écrasées. Le quartz a une extinction roulante, les feldspaths sont brisés ou tordus, les micas ondulés et plissés. Cette cataclase est, dans certains cas, voisine de la mylonitisation sans jamais l'atteindre complètement.

Le calcul de la composition virtuelle montre que ces granites sont tantôt monzonitiques, tantôt alcalins :

$\frac{Or}{PI}$ = 0,69 à 1,34. Certains, à mica blanc, sans biotite, peuvent présenter localement des variations de composition et se situer à la limite des types akéritiques ou alcalins.

Les granites galibis ont, en Guyane Française, une extension assez limitée. Ils n'ont jamais été observés au Sud du 4e parallèle. On les rencontre principalement dans le bassin du Bas Maroni (crique Sparouine et affluents), dans la Basse Mana (criques Belle-Etoile et Valentin), dans le bassin Iracoubo-Counamama, le Bas Sinnamary (Petit Saut) et le Bas Kourou (massifs du Soumourou et des Singes Rouges).

Ils sont répartis dans les schistes de l'Orapu et Bonidoro qu'ils traversent en les métamorphisant : apparition de l'andalousite dans la Mana et du disthène dans le Kourou. Par ailleurs ils provoquent une « muscovitisation » de la roche encaissante. On constate en effet un enrichissement en muscovite sous forme de petites paillettes dans les micaschistes à biotite des zones de contact : entre Belle-Etoile et Valentin, autour du massif du Petit Saut, dans la région tantalifère des concessions Gauthier, la rivière de Cayenne, etc. Par endroits ce processus aboutit à la formation de vrais micaschistes à muscovite.

Outre le synclinorium de l'Orapu on peut rapporter à cette venue deux massifs importants :

— Celui de Notre-Dame des Trois Tonneaux, marginal par rapport à la zone de l'Orapu, très accidenté et traversé par la voie Decauville de Saint Elie, entre les 11e et 17e km à partir de Saint-Nazaire. Il s'agit d'un granite aplitique rose à biotite et microcline bien reconnaissable sur les photographies aériennes et ayant une surface de 15 km² environ.

Ce massif métamorphise les schistes et quartzites du Bonidoro (micaschistes à grenats) de la crique Tigre. Au Sud, il est en contact avec des amphibolites hyléennes.

— Le massif galibi, tout à fait isolé couvrant une partie du bassin de la crique Balenfois (affluent de gauche de l'Arataye), en contact avec les roches du Paramaca. Très accidenté, avec des « savanes-roches » sur les pentes, constituant le point culminant de la ligne de faîte entre l'Arataye et la Comté.

La roche a un grain grossier, une couleur claire généralement rosée ; elle contient un peu de muscovite à côté de la biotite et du microcline.

Nous n'avons jamais observé de pegmatites recoupant les massifs galibis. Des roches à muscovite et tourmaline noire existent pourtant aux environs immédiats : leurs filonnets de quelques centimètres d'épaisseur sont logés en grand nombre dans les schistes surmicacés des zones de contact.

Des filons plus épais, fréquents dans la Basse Mana, la Sparouine, la région Sinnamary-Gauthier, la rivière de Cayenne, appartiennent sans doute à la même venue, mais la distinction avec ceux de la phase caraïbe est impossible à établir et nous en reparlerons à propos de ces derniers.

G.C. Brouwer a observé à plusieurs reprises, dans la région comprise entre la Sparouine et le Maroni, des filons galibis de pegmatites et d'aplites recoupant ceux de la venue caraïbe.

Les massifs galibis de la zone de l'Orapu ont des dimensions restreintes :

Petit Saut, sur le Sinnamary	7 km²
Belle-Etoile, Mana	1 km²
Singes-Rouges, Kourou-Macouria	32 km²
Eau-Blanche, Iracoubo	10 km²

Ils sont nettement intrusifs dans les schistes des deux séries supérieures et forment, à la limite des terrains encaissants et des gneiss et paragranites plus anciens, de gigantesques lames injectées dans les zones faibles, entre l'infrastructure et la superstructure caraïbe. Les granites à mica blanc des Singes-Rouges et de Soumourou, en particulier, constituent des placages qui se superposent aux paragneiss caraïbes, morcelés et recimentés par le magma granitique.

Les granites marginaux du Sud, de Notre-Dame de Balenfois, de caractère nettement intrusif eux aussi, forment de vastes massifs, bien dessinés topographiquement (ils surplombent les terrains encaissants appartenant à la série de Paramaca) et ne comprenant que très peu de pegmatites :

Notre-Dame des Trois Tonneaux	15 km²
Balenfois	23 km²

Ces roches ne sont pas orientées. Elles ont subi des écrasements violents qui n'ont entraîné ni recristallisation, ni modifications chimiques. Avec elles se termine la série des granitisations qui à travers tout le Précambrien ont contribué à l'édification du bouclier guyanais. Les granites galibis sont post-tectoniques et ont été mis en place dans des conditions de relative tranquillité : l'andalousie a pu se former dans les terrains encaissants (Mana, crique Lézard, affluent de gauche) ».

4) Granites et migmatites caraibes.

« Ce sont les plus répandus. Si les granites galibis ne sont connus que sous la forme intrusive il n'en est pas de même de ceux-ci.

Ils sont métamorphiques ou ont l'aspect de « granites de transformation ». Lorsqu'il y a peu d'apports, on a des paragranites ou des paragneiss, roches grises ou rosées, à grain fin, orientées ou non, avec une texture à tendance granoblastique. L'enrichissement en K se manifeste par l'apparition de cristaux de microcline, feldspathisation qui, dans certaines régions se fait sentir sur des dizaines de kilomètres. Celle-ci est d'une intensité variable et peut aboutir à la formation de granites porphyroïdes généralement orientés. On observe tous les passages entre un paragranite à grain fin et un granite porphyroïde où les cristaux de microcline dépassent 4 cm de longueur (Oyapock) et sont si nombreux que les autres éléments ne forment plus qu'un ciment.

La roche contient, outre le microcline, du quartz, du plagioclase sodique (élément dominant), de la biotite. Le microcline comprend de la perthite. L'allanite et le sphène sont toujours présents, parfois en beaux cristaux. Les variétés à muscovite sont fréquentes là où le granite a un caractère intrusif dans les terrains sédimentaires.

On connaît également un type intrusif équigranulaire de couleur grise ou rosée, sans aucune orientation des éléments. Les plagioclases, et surtout le microcline, ont alors des contours automorphes.

Le calcul de la composition virtuelle (1.3-4.1.3) montre que cette venue offre un vaste

éventail pétrographique, depuis les granites alcalins et monzonitiques (1.3-4.2.3.) jusqu'aux granites akéritiques (1.3.2.4.). Elle contient même quelques représentants des granodiorites (1.4.3.4.). qui sont vraisemblablement des termes impurs. Toute la gamme des granites, rendue classique par le mode de calcul C.I.P.W. Lacroix, est ici représentée. Cependant, si l'on examine le rapport en % $\frac{Or}{Ab}$, on constate qu'il est > 1 dans la venue galibi et < 1 dans la venue caraïbe, même dans les variétés les plus potassiques.

Ces derniers se classent plutôt dans les granites monzonitiques que dans les granites alcalins, ce qui souligne cette différence : l'alcalinité de la venue caraïbe réside surtout dans la teneur en soude supérieure à la potasse, alors que la venue galibi a une faible prédominance potassique.

Le rapport $\frac{Or}{PI}$ confirme ce fait statistiquement.

Les deux caractères distinctifs des granites caraïbes sont donc :

— tendance générale vers une texture porphyroïde ;

— présence de feldspaths automorphes.

Les granites caraïbes occupent des surfaces importantes en Guyane Française. On peut dire que toute la partie orientale et méridionale du département en est imprégnée. De plus ils forment un massif accidenté entre les fleuves Mana et Sinnamary.

On les retrouve dans la zone de l'Orapu, mêlés à des gneiss et paragranites d'âge voisin qui constituent le cœur des anticlinaux de la Basse-Mana et de la Sparouine. Cette région de la Mana est remarquable à bien des égards (Choubert, 1959) : granites galibis et caraïbes s'y côtoient et leurs pegmatites s'entremêlent de telle sorte qu'il est difficile de les distinguer sur le terrain.

Les granites caraïbes affleurent encore dans les bassins de l'Iracoubo et de la Couanamama, ainsi que dans les têtes des criques Balata et Hermina, sur le Maroni. En aval de l'embouchure de la Sparouine, ils contiennent de la muscovite et forment un vaste massif qui se développe au Surinam. La Sparouine elle-même, en amont du confluent avec la Toucouba, traverse une région où les deux granites coexistent et forment des filons et placages au contact des paragneiss.

La crique Janvier est bordée de granites galibis à mica blanc. Dans son cours supérieur, elle coule en cascades sur un vaste escalier de paragranites à grain fin et stratification subhorizontale. En examinant en détail cette succession, G.C. Brouwer a trouvé des interstratifications de quelques dizaines de centimètres d'un granite caraïbe à tendance porphyroïde.

Plus haut le granite devient franchement porphyroïde. Il en est ainsi dans la petite Sparouine et sur toute l'étendue du massif de l'Espérance qui occupe les hauts bassins de la crique Lézard, de la Sparouine et des affluents de droite de la crique Beïman. C'est dans cette région que les travaux de G.C. Brouwer ont montré, d'une façon indiscutable, la superposition des granites grossiers et porphyroïdes formant calotte, d'une épaisseur de 100 mètres environ, sur des granites orientés à grain fin visibles dans les thalwegs profonds et ayant une composition chimique identique. Elle est couronnée d'une *pellicule de granite aplitique* fortement érodée mais conservée çà et là ».

Nous remarquons qu'une disposition analogue a été constatée dans l'anatomie de coupoles granitiques en d'autres contrées. Par exemple dans le Massif Central français, P. Routhier et J.-P. Gautsch (1958) ont montré que les coupoles des plutons de granite à deux micas,

de Corrèze et du Limousin, s'entourent d'une zone de granite et gneiss porphyroïde. Les pegmatites apparaissent en étroite relation avec ces zones périphériques.

Reprenons la description de B. Choubert.

« Vers le Nord, ces granites porphyroïdes se terminent par une falaise semi-circulaire, concave vers le Nord, qui surplombe la zone déprimée du bassin de la crique Toucouba (paragranites et gneiss à grain fin ayant une stratification subhorizontale).

Le versant tourné vers la crique Lézard est formé de paragneiss feldspathisés qui offrent un passage continu à l'Ouest vers les granites grossiers, à l'Est vers les quartzites du Bonidoro.

Le dôme granitisé de la crique Salvat a une constitution analogue aux structures anticlinales similaires de la Mana, avec de nombreuses intercalations de quelques centimètres d'épaisseur d'aplites à muscovite (greisen) et de pegmatites. La stratification est subhorizontale vers le centre et faiblement inclinée à la périphérie où ces terrains s'enfoncent avec une régularité parfaite sous les schistes ultra-métamorphiques de l'Orapu.

Il en est de même de l'ellipse du Cœur-Maroni (Sinnamary) dont la structure est comparable et qui conserve des témoins de *la calotte porphyroïde superposée aux roches granitiques à grain fin.* Comme dans le massif de l'Espérance, il s'agit de roches souvent très écrasées.

Le massif de la crique Sable, l'un des sommets de la vaste ellipse caraïbe qui va de la Mana au Haut Sinnamary, est couronné de granites leucocrates et aplitiques traversés par de nombreux filons de pegmatites.

Dans le bassin de l'Oyapock enfin, des faits semblables ont été observés au Mont Bacra (J. Barruol), dont la partie supérieure est faite de granite porphyroïde, ainsi qu'au massif des Emerillons, au Mont Alikéné et à la Roche Sikini. D'autres collines à « savanes-roches » sont formées, au sommet, de granites plus ou moins grossiers, aplitiques et leucocrates (roche Mon Père).

Il est donc hors de doute que le faciès porphyroïde appartient à un « niveau supérieur » correspondant à l'accumulation de gros cristauxde feldspath potassique. On peut alors se demander pour quelle raison le granite porphyroïde affleure également au niveau des cours d'eau, ce qu'on voit nettement en remontant l'Oyapock.

La coupe montre, sur une longueur de 200 km environ, la même succession de paragranites migmatiques, de zones feldspathisées et de granites porphyroïdes. En partant des migmatites à grain fin, la feldspathisation apparaît peu à peu sous forme de cristaux de microcline, très petits d'abord, plus grands ensuite, se détachant nettement sur la pâte. Leur densité va croissant, jusqu'à ce qu'on soit en présence d'un granite porphyroïde dont l'orientation (allure fluidale), marquée précisément par les cristaux de microcline, est indépendante et parfois discordante par rapport aux directions primitives visibles dans les migmatites.

Plus loin, on assiste au phénomène inverse. Les cristaux de feldspaths diminuent en nombre et en dimension et l'on atteint progressivement une nouvelle zone de migmatites, paragranites et gneiss.

Entre les sauts Maripa-Café Soka et les villages indiens situés au-dessus de l'embouchure du Camopi existent quelques taches plus ou moins diffuses de ce granite porphyroïde et c'est au milieu de l'une d'elles que nous avons trouvé les granites monzonitiques de la roche Mon Père, qui représentent le sommet de la granitisation par feldspathisation.

Ceci peut donner lieu à deux interprétations :

a) La « couche » contenant des granites porphyroïdes s'est trouvée déformée dès l'origine.

Tous ces granites sont en effet syntectoniques : feldspaths orientés (Sparouine, Oyapock, etc.), contacts avec la superstructure à minéraux « stress » (biotite, staurotide, sillimanite).

b) Les granites porphyroïdes se sont formés à des niveaux variables là où une baisse de pression permettait la formation de gros cristaux.

En quelques endroits on observe des concentrations du faciès porphyroïde. Les photographies aériennes permettent de circonscrire ces zones, qui ont la forme d'ellipses plus ou moins allongées.

S'agit-il réellement d'une « couche » ? *Un certain nombre d'observations tendent à montrer que le faciès porphyroïde ou grossier est l'apanage des parties culminantes (apicales) des zones granitisées,* mais qu'il passe latéralement à un faciès à grain plus fin et feldspathisé, présentant une moindre densité de feldspaths de néo-formation. Là où le toit métamorphique est partiellement conservé, on voit que ces « protubérances » à gros grain correspondent généralement à des structures anticlinales. Au contraire, lorsqu'il a disparu, on ne voit plus qu'une succession de parties porphyroïdes et de parties feldspathisées.

Ajoutons que les structures coiffées de « calottes » ont les caractères des dômes diapyrs (Choubert, 1959). La pellicule supérieure, de composition aplitique, s'est formée au contact de la superstructure plus froide dans laquelle les solutions ont pénétré.

Cette injection s'est faite par lits lorsque cette superstructure était schistosée. Dans les endroits où celle-ci était morcelée, le réseau filonien est très serré. Le processus est bien visible le long du Sinnamary.

Le granite caraïbe peut être équigranulaire et non orienté. On connaît plusieurs gisements de ce type : dans l'Approuague, petit massif situé dans le bassin de la grande Crique (P. Coudert), à Saint-Elie, granite de Devis, à Sophie, dans la Haute Mana, crête aboutissant aux chantiers d'exploitation de la Société minière ; enfin sur la rive droite de l'Orapu, à Passani, Fourgassié et Degrad Blanc. Il s'agit d'un granite leucocrate à grain moyen ou même grossier, non orienté, à biotite. Il est tantôt alcalin, tantôt monzonitique ou akéritique.

Dans tous les cas connus, il est en contact avec des roches plus ou moins amphiboliques. A Saint-Elie, au Sud des chantiers Devis nous l'avons observé en 1952, en contact avec des amphibolites décomposées à grain fin. A la faveur des travaux d'aménagement de la mine, ce contact a été recoupé par une tranchée longue de 20 m et profonde de 10. Malheureusement l'état de décomposition de l'ensemble n'a pas permis de pousser très avant cette étude. Le granite pénétrait dans la roche encaissante sous forme de « flammèches » dont les pointes formées d'aplite étaient rapidement coincées vers le haut. La largeur de la partie comprise entre le front du granite et l'amphibolite intacte était de l'ordre de 1 m. Des blocs arrondis d'amphibolite fraîche, noyés dans l'argile de décomposition de la même roche, laissaient voir des taches recristallisées aux contours flous et d'un grain grossier. Par endroits on apercevait des concentrations d'une biotite semblant représenter l'unique apport de la granitisation et dont les cristaux avaient dû se former aux dépens de l'amphibole.

Des granites en tout point comparables à ceux de Saint Elie affleurent sur la rive droite de l'Orapu, au pied des monts de Roura. Ils provoquent une série de petites chutes sur les criques Fourgassié et Passani. Toutefois le contact avec les roches schisteuses et amphiboliques qui constituent les montagnes de Roura n'est pas visible.

Dans la Haute Mana les mêmes granites forment une dorsale allongée qui part de la région de Saint-Léon vers le Nord-Ouest pour aboutir à Sophie. Elle est connue avec précision sur plus de 10 km de longueur. En son point culminant, la crête porte un pain de sucre rocailleux, de dimension réduite.

A Saint-Elie et Sophie, les gisements aurifères sont visiblement en relation avec ces granites qui engendrent des filonnets quartzeux péribatholitiques très riches. La minéralisation comprend de l'or, de la pyrite, de la blende et de la galène.

En résumé, on peut dire que les granites caraïbes équigranulaires ont des caractères

batholitiques intrusifs. Ils sont post-tectoniques et se distinguent ainsi de la grande masse des granites caraïbes qui, on le sait, sont syntectoniques et métasomatiques.

De plus, on ne connaît pas de pegmatites en relation avec ces derniers granites, ce qui indique que leur mise en place s'est effectuée à une profondeur plus grande.

Il existe aussi des types à muscovite. On en connaît dans le Camopi, au Saut Habillez-vous-les-Dames et à l'Est de Saül, dans la crique Cochon. Ce sont des granites grossiers, montrant déjà une tendance pegmatitique, donc peu profonds. Ils ont été observés également à la pointe Pin-Pin, sur le Maroni, ainsi qu'à la montagne de la Trinité (Piton Nord).

Les granites caraïbes de la zone médiane de l'Orapu (bassins de l'Iracoubo et de la Counamama) sont tantôt de type para comme ceux de la Mana, tantôt porphyroïdes, ces derniers dominant dans le Sud de cette zone, le long de l'Iracoubo, depuis le Saut Franconie.

De nombreux filons de pegmatites accompagnent les venues caraïbe et galibi. Ils comprennent des pegmatites graphiques à biotite avec parfois de gros cristaux de titano-magnétite. D'autres sont à muscovite, avec de la tourmaline noire ou verte, du béryl, de la columbite et de la bismuthine (massif du Tamanoir, Mana). Les variétés à apatite et autunite, associées à la muscovite, sont assez fréquentes. Récemment on a trouvé des pegmatites à amblygonite et lépidolite.

Les alluvions tantalifères semblent être en relation avec les pegmatites galibis, alors que la cassitérite se rattacherait plutôt aux paragénèses minérales de la venue caraïbe.

Les pegmatites sont particulièrement répandues dans le synclinorium de l'Orapu, entre le Sinnamary et le Maroni.

De vastes régions de migmatites et de roches granitisées ont été engendrées par la même venue, qui a influencé la plupart des roches préexistantes. On constate partout une alcalinisation dont il faut tenir compte si l'on veut apprécier avec exactitude les événements antérieurs.

L'étude de la granitisation caraïbe permet de distinguer plusieurs étapes dans l'accomplissement de ce phénomène :

Phase syntectonique :

1re étape : Granitisation des roches préexistantes aboutissant aux granites para.

2e étape : Feldspathisation des roches préexistantes aboutissant aux granites porphyroïdes.

Phase post-tectonique :

3e étape : Mise en place des batholites intrusifs à biotite ou muscovite.

4e étape : Formation de filons de pegmatites.

La même dualité existe dans les types pétrographiques des étapes 3 et 4, que l'on pourrait qualifier d'intrusives. Ainsi les granites caraïbes peuvent être dépourvus de muscovite ou au contraire en contenir à la suite d'une grande activité fumerollienne.

La différence semble provenir du niveau auquel la mise en place s'est effectuée. Les granites à muscovite sont plus superficiels que les autres et leur domaine d'élection semble se situer au contact des roches de la superstructure, dans les séries terminales du Précambrien guyanais.

Il est probable que la mise en place des différentes variétés s'étale sur des périodes assez longues, qui pourront être mises en lumière par les déterminations d'âge absolu. Le niveau actuel d'érosion est propice à l'étude de cette venue, car il correspond sensiblement à la zone de l'écorce terrestre où la granitisation s'est produite.

De la phase galibi, au contraire, seules affleurent les formes intrusives. »

5) Granites Guyanais.

« Les roches de cette venue, à grain fin et de couleur grise, sont souvent orientées et transformées en orthogneiss. Elles ont subi des modifications partielles ou complètes, ou un début de feldspathisation dû à l'influence des granites caraïbes. Assez pauvres en feldspath potassique qui, primitivement, semble avoir été l'orthose elles montrent fréquemment du microcline (« insinuant », de M. Roques) d'origine plus récente. Celui-ci forme par endroits de gros cristaux isolés se détachant sur un fond plus fin (roche Fondée dans le fleuve Comté). Ceux-ci, en se multipliant, donnent naissance à des granites porphyroïdes représentant un mélange de guyanais et de caraïbe.

Ces roches contiennent du quartz, du plagioclase, un peu d'orthose, de l'épidote, ainsi que de la hornblende ou de la biotite (ou les deux à la fois). Le sphène est toujours présent, souvent abondant, l'allanite est associée à l'épidote. On voit de l'apatite et des minerais.

Les granites guyanais ont presque toujours subi un rétrométamorphisme. On peut suivre sous le microscope la transformation de la hornblende en biotite et épidote, due à un léger apport de potassium ou tout simplement à la recristallisation. Le K de l'orthose donne de la biotite et l'Al se combine avec une partie du Fe et Ca de la hornblende pour former de l'épidote.

Intacts, ils ont des feldspaths automorphes, zonés, sodiques vers la périphérie. Ces plagioclases atteignent souvent une grande dimension et semblent s'être développés pendant la formation de la roche.

Les myrmékites et zones de réaction sont fréquentes.

Cette venue comprend, elle aussi, toute une gamme de types pétrographiques. Le calcul de la composition virtuelle indique la présence de granites akéritiques, de granodiorites, de diorites quartziques. L'apport d'alcalins dû aux granites caraïbes fait qu'on constate parfois une tendance vers les granites monzonitiques.

En moyenne ces roches sont essentiellement calco-sodiques et montrent des teneurs en soude presque aussi élevées que celles des granites caraïbes.

Ces granites existent dans toute la Guyane. L'Ile de Cayenne en est imprégnée. Ils constituent l'ossature de la zone côtière, qui limite au Nord le synclinorium de l'Orapu et émergent çà et là des terrains quaternaires (roches Elisabeth, etc.). Plus à l'Ouest, ils occupent tout le pays entre la Mana et le Maroni.

Vers le Sud ils s'étendent en une vaste ellipse du cours supérieur de l'Orapu au moyen Sinnamary. Ils réapparaissent à plusieurs reprises dans la Guyane méridionale entre la rivière Tampoc et le Litany. Au Sud-Est, ils ont été observés dans le haut bassin du Kérindioutou, aux confins du Brésil.

Dans le cours moyen et le haut bassin de l'Approuague, ils forment plusieurs massifs, entre autres celui de la Sapokaye et celui du Parepou, situés en amont de la Calebasse.

Dans l'Ile de Cayenne ils sont partout en contact avec les quartzites à amphibole et les amphibolites — série de l'Ile de Cayenne littéralement envahie par la venue guyanaise. Ils sont souvent orientés et renferment des enclaves, de toutes dimensions, des terrains amphiboliques encaissants. On peut les étudier en détail sur le littoral nord et est de l'Ile de Cayenne, où ils affleurent de façon continue sur plusieurs kilomètres de longueur.

Les migmatites, nébulites, brèches migmatiques sont très répandues. Ces roches sont formées de divers terrains cristallins de l'Ile de Cayenne et des diorites et gabbros transformés en amphibolites, qui sont les témoins des venues magmatiques antérieures. Nous les avons partiellement décrits il y a quelques années (Choubert, 1949). Le granite les traverse sous forme de gros filons ou d'intercalations de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres d'épaisseur, sortes de filons couches partiellement discordants.

Une multitude de filonnets d'aplite à plissements ptygmatiques accompagnent cette granitisation.

La carrière du quatrième kilomètre près de Cayenne (montagne des Maringouins) est creusée dans un granite fin, gris, légèrement orienté.

On y trouve des septa de roches amphiboliques, de grandes dimensions parfois, traversés par des filonnets d'aplite. Au contact se produit un fort enrichissement en biotite. On observe en outre des zones riches en quartz et en sulfures : pyrite et chalcopyrite.

Les carriers nous ont montré il y a quelques années des enclaves pouvant atteindre une trentaine de kilos de calcite grise, largement cristallisée et translucide, avec des wernérites, du diopside, de la keilhauite.

Dans la carrière Gauthier, le granite passe à des roches cristallines à texture granoblastique contenant du grenat. Les zones fortement pyriteuses y sont fréquentes. Il en est de même dans la carrière des E.M.C. (Est des Maringouins). Il s'agit très nettement d'un granite métasomatique faisant partie des migmatites. Par contre le mont Cabassou est constitué par des granites non orientés d'un grain beaucoup plus grossier.

Plus à l'Ouest, dans le bassin de la rivière Montsinéry, affleure un granite grossier à biotite et épidote de la même venue, traversé par des pegmatites caraïbes.

Les granites guyanais s'étendent sur le haut bassin de l'Orapu, la moyenne Comté, le moyen Sinnamary. Ils renferment des enclaves de roches de l'Ile de Cayenne et de la série de Paramaca et engendrent des zones de migmatites au contact de ces terrains. A l'Ouest, au Sud, au Nord-Ouest, ils sont en contact avec les diorites hyléennes qui forment également des enclaves.

Toutefois c'est surtout sur la Comté et le long du Sinnamary que l'on peut étudier en détail les relations du granite guyanais avec les terrains plus anciens.

Sur la Comté, au lieu dit « Montagne Soufflet », on voit des migmatites contenant des roches à disthène (quartzites cristallins) et des quartzites à chloritoïde, avant de pénétrer dans le massif de diorite quartzique orienté qui commence à Degrad Brigitte et est traversé par de très nombreux filons aplitiques.

Dans le Sinnamary les faits sont plus visibles encore : le fleuve recoupe l'extrémité occidentale du massif elliptique de la Comté. Il y pénètre à 4 km en aval du confluent avec l'Alaparoubo (affluent de gauche) et en ressort au saut Dame-Jeanne. Pendant 60 km en ligne droite on observe un granite gris à grain fin, à biotite, tantôt massif, tantôt migmatique, légèrement feldspathisé par endroits.

Au Nord il est en contact avec les diorites, au Sud avec une zone d'amphibolites et, à partir du saut Aristide, avec des quartzites contenant des intercalations amphiboliques de la série de l'Ile de Cayenne. Il constitue, à l'intérieur de celle-ci de petits massifs (saut de la crique des Frères-Anicet) ou des migmatites (saut Parasol). Ailleurs, il est bordé par une vaste zone aplitique. Les filons d'aplite, sans aucune direction privilégiée, peuvent atteindre plus d'un mètre d'épaisseur et sont parfois si serrés que la roche encaissante se transforme en véritable brèche cimentée par les aplites. Là où la roche encaissante a été morcelée, ces filons aplitiques ont des bords absolument francs. Dès qu'il y a schistosité, l'injection se fait par lits. Enfin, dans les zones à la fois morcelées et schistosées, les filons forment de multiples et fines digitations et sont prolongés par des filonnets interstratifiés dans les plans de schistosité. Filons et injections s'observent donc simultanément.

Les roches massives à gros éléments, telles que les hornblendites, sont morcelées. Les blocs, qui vont de la dimension d'un œuf d'autruche à 0,50 m^3 environ, sont cimentés par une aplite se détachant nettement sur le fond de couleur sombre.

Dans le Sud, par places, on voit des filons de pegmatite à biotite, avec des salbandes à grain fin aplitique.

Au-delà du Saut Parasol l'ensemble subit l'influence des granites caraïbes proches. Les roches injectées par les aplites guyanaises, plissotées, ondulées, parfois même boudinées, sont traversées par des filons de pegmatites caraïbes. Le cœur des boudins a une texture pegmatitique et les salbandes sont aplitiques.

On ne connaît pas de zones feldspathisées appartenant avec certitude à cette granitisation. Si elles existent leur rôle a été beaucoup moins important que dans les granites caraïbes. Par contre l'activité pneumatolytique — aplites et pegmatites — a été forte, si l'on en juge d'après les quelques régions qui ont échappé à l'influence caraïbe et sont conservées intactes jusqu'à nos jours.

Dans le cours supérieur de la Mana, l'échantillonnage est facile, le lit du fleuve offrant, en période de basses eaux, des affleurements presque continus. Les faits les plus intéressants ont déjà été décrits dans un mémoire (1). La feldspathisation et le granite d'anatexie (qu'on voit par places) sont certainement dus à la granitisation caraïbe.

Tout le long du fleuve, entre Degrad Samson et le saut Fracas, les divers granites se succèdent et s'interpénètrent.

La Mana suit une zone de contact à l'extrémité orientale du massif guyanais. Celui-ci est bordé au Nord par la zone Paramaca du secteur P.I. Arouany. A l'Ouest, il touche aux Montagnes françaises et atteint le Maroni (Lawa) en amont de Grand-Santi. Le Lawa le traverse aux sauts Abattis-Cotica. L'Abounami et ses affluents drainent toute la partie occidentale de cette vaste étendue. Au Sud, il est limité par les roches de la série de Paramaca, dans lesquelles il pénètre profondément (bassins de la crique La Grève et autres affluents de l'Inini).

Il forme des migmatites avec les amphibolites du Paramaca dans le bassin de l'Inini, au Sud et au Nord de la région de P.I. (crique Beiman et cours supérieur de la crique Grand-Lézard).

En Guyane méridionale, il affleure sur l'Itany en amont du confluent avec le Marouini et dans le Tampoc, à 5 km en aval du saut Piécoulou, où il réapparaît au milieu des migmatites caraïbes.

Dans la partie orientale du département, le granite de la grande ellipse de la Comté a été feldspathisé çà et là par la venue caraïbe. Il constitue dans le bassin du Matarony (affluent de droite du Bas-Approuague), un massif de 77 km², remarquable par son contact avec des quartzites à biotite et des amphibolites appartenant à la série de l'Ile de Cayenne. La roche est visible au saut Yapoura.

Les terrains encaissants sont fortement métamorphisés, faisant contraste avec d'autres quartzites observés à la bordure nord et nord-est du massif, qui ont le faciès habituel de la série du Bonidoro. Ces séries, difficiles à distinguer, n'ont pu être différenciées que par le degré du métamorphisme, à peine marqué dans les quartzites du Bonidoro et très intense dans ceux de l'Ile de Cayenne.

A la lisière sud-ouest du massif se dresse un « pain de sucre » avec « savanes-roches » trahissant la proximité du granite caraïbe responsable de la feldspathisation de ces granites guyanais. »

6) Granites et diorites hyléens.

« Cette venue est restée peu connue jusqu'à ces dernières années. La poursuite des levés détaillés de la carte géologique régulière et de récentes observations faites au Sud de la zone de l'Orapu ont apporté un peu plus de clarté à son sujet. Constamment associée à la série de l'Ile de Cayenne, elle a bénéficié de l'étude approfondie de cette dernière.

(1) Choubert B. (1949). — Géologie et pétrographie de la Guyane française, op. cit. p. 30 et 31 : le « granite n° 2 » devient le « granite guyanais » et le « granite n° 1 » la « venue hyléenne ».

Les granites hyléens sont surtout des granodiorites et des diorites quartziques, généralement recristallisées, parfois à plusieurs reprises et, de ce fait, très variables quant à l'aspect extérieur et à la grosseur du grain.

Il en existe néanmoins un type relativement caractéristique : roches gneissiques à amphibole — ou amphibole et biotite — avec quartz et plagioclases (oligoclase, ou andésine dans les termes plus basiques). L'orthose et le microcline y sont fréquents mais peu abondants. Ils contiennent toujours du sphène et une quantité variable de minerai.

Les rares diorites quartziques non recristallisées sont remarquables par leurs plagioclases automorphes zonés qui indiquent l'enrichissement constant en sodium au cours de la cristallisation.

Dans les types recristallisés, les plagioclases sont plus acides (oligoclase) et la hornblende prend une teinte bleutée (pléochroïsme), jaune, verte ou bleu pâle. La pâte est criblée d'inclusions de plagioclase. Le calcul de la composition virtuelle montre que cette venue oscille entre les granodiorites et les diorites quartziques ou quartzifères. Les quelques rares granites akéritiques et les diorites franches, avec ou sans quartz, en font également partie.

Le zonage des plagioclases des diorites quartziques semble représenter un caractère permanent, même lorsque les feldspaths ont perdu leurs contours automorphes. Le plagioclase est presque toujours de l'andésine.

Aire d'extension des granites et diorites hyléens.

Les granodiorites et diorites hyléennes forment des massifs nombreux, mais plus petits que les granites francs des venues postérieures.

Les plus importants sont :

— massif de la Comté, montagne Soufflet : 121 km² ;

— massif crique Calebasse, se prolongeant en amont et en aval, le long du fleuve Approuague : 80 km² ;

— massif du Bas-Arouany : 100 km² ;

— massif du Sinnamary : drainé par le fleuve pendant une quinzaine de kilomètres entre les sauts Patawa et Dame-Jeanne : 67 km² ;

— massif Dagobert, dans la Haute Mana : 55 km².

On connaît encore des massifs de faible dimension dans le Haut Sinnamary, en aval du saut Parasol ; sur le Camopi, au confluent avec l'Inipi, ainsi que dans le bassin moyen de cette crique, sur le Tampoc, au confluent avec le Ouaqui et près de l'embouchure de cette rivière, sur le Lawa, au confluent avec le Marouini et, plus en aval, dans le Maroni, à la hauteur de l'île Stoelmans et jusqu'à Abouamy et Grand Santi.

Dans la zone côtière, les roches de Kourou forment un vaste affleurement de diorites quartziques orientées, au bord de la mer. Elles sont traversées par une multitude de filons de deux venues bien distinctes. La première a donné des aplites à plissements ptygmatiques pouvant atteindre 0,40 cm d'épaisseur. Elles sont recoupées, et souvent déplacées, par des pegmatites caraïbes à biotite et grenat. Ces dernières s'observent également en placages horizontaux ou en filons couches ; elles contiennent de la muscovite palmée, du sulfure (chalcopyrite), de la tourmaline noire, de la magnétite.

Le massif du Mahury enfin, dans l'île de Cayenne, a été étudié dans le plus grand détail. Les diorites qui le constituent se prolongent sous le Quaternaire jusqu'au pied des monts de Roura et des Montagnes anglaises. Elles ont été retrouvées sous 10 m de sédiments à Marianne (rive droite du Mahury) et dans tous les sondages effectués par le Bureau Minier guyanais le long de la crique Gabrielle, où le Quaternaire peut atteindre 20 m d'épaisseur. Elles affleurent

encore à la bordure Sud de la terrasse qui limite au Nord la savane Gabrielle. L'ensemble, avec le Mahury représente une surface approximative de 175 à 200 km².

Ces diorites du Mahury sont remarquables à bien des égards :

a) Elles laissent voir des contacts avec les granites guyanais en particulier à la pointe nord de la montagne de Rémire, où la proximité du granite provoque la ségrégation de la hornblende au sein de roches qui contiennent de fausses enclaves (parties non recristallisées) et forment des lits irréguliers. Du côté Ouest, au Sud de Rémire, le granite pénètre sous forme de filons.

b) Elles sont également en contact avec des gabbros à grain fin, lorsque ceux-ci n'ont pas été atteints par la deuxième recristallisation, ou avec des amphibolites ayant la composition de gabbros. Entre les diorites à gros éléments et les amphibolites on observe tantôt des zones de migmatites plus ou moins stratifiées (gabbros rubanés), tantôt des contacts francs entre les deux roches, la diorite envoyant des filonnets aplitiques dans les amphibolites, d'une épaisseur allant de quelques millimètres à plus d'un centimètre. On peut voir également des brèches d'amphibolites, cimentées par de l'aplite de diorite (habitation Valette et plus au Nord le long de la corniche).

c) Ces roches sont remplies d'enclaves d'amphibolites et de gabbros qui se distinguent des fausses enclaves, également nombreuses, par une teinte plus foncée et un grain plus fin.

d) La diorite à grain fin présente souvent une orientation des éléments, qui se fait sentir à l'approche du granite. On constate également un enrichissement en biotite.

e) Enfin la disposition topographique des deux roches fait penser que la diorite se superpose réellement aux gabbros, d'après les observations faites à la pointe de Montravel, à la montagne de Rémire et tout à fait au Sud du massif.

f) Mentionnons encore les migmatites (série de l'Ile de Cayenne+diorites+gabbros+granites guyanais), observées sur toute la côte nord et celle de la presqu'île, l'apparition de roches dioritiques et gabbroïques créant des stratifications discordantes au sein de cet ensemble granitisé. De beaux filons à composition de diorite quartzique (quartz, plagioclase, hornblende) traversent des quartzites à amphibole sur le littoral de Chaton et de Montabo ; ils sont affectés de plissements ptygmatiques intenses.

L'étude des migmatites permet d'établir la chronologie suivante :

— amphibolites très anciennes, à grain fin, mélanocrates, antérieures aux terrains de l'île de Cayenne ;

— venue de diorites quartziques ayant envoyé des filonnets aplitiques dans les amphibolites et les terrains de l'île de Cayenne ;

— venue des granites guyanais ayant provoqué la granitisation de l'ensemble ;

— migmatites avec recristallisation partielle des roches ;

— plissements ptygmatiques, brèches, nébulites, etc. ;

— venue des granites caraïbes, représentée par des filons de pegmatites à bords francs, recoupant tout le reste.

Les granites guyanais sont par conséquent syntectoniques. »

7) Série de l'Orapu.

Cette formation couvre la partie septentrionale de la Guyane. Elle se présente sous forme de petites et grandes bandes superposées aux formations plus anciennes. Dans l'ensemble, la composition minéralogique est constante. Il s'agit de schistes argileux généralement métamorphisés. Les minéraux constituants sont la chlorite et le quartz. La structure est nettement schisteuse. Cette formation, à cause des venues granitiques postérieures, a subi localement un

métamorphisme de contact et elle s'est transformée en micaschistes à tourmaline, grenat, staurotide, disthène et parfois à sillimanite ou andalousite. On voit ce métamorphisme de contact surtout dans la région de la Basse-Mana, du Bas-Sinnamary et du Bas-Maroni. La base de cette formation est constituée par des quartzites et un niveau conglomératique très quartzeux.

8) Série de Bonidoro.

C'est une formation essentiellement schisto-gréseuse dans laquelle on trouve des niveaux repères continus ; ce sont de bas en haut :

1° Le conglomérat de base, schisteux et polymicte ;

2° Le conglomérat moyen monomicte, à galets de quartz seul ;

3° Les quartzites arkosiens supérieurs.

Les schistes peuvent être difficiles à distinguer de ceux de l'Orapu.

9) Série de Paramaca.

Cette formation se présente schématiquement de la façon suivante :

Au sommet : prédominent les laves acides (rhyolites), les laves neutres (andésites), les sédiments pyroclastiques et localement les quartzites.

A la base : prédominent surtout des amphibolites dont l'origine peut être aussi bien sédimentaire que volcanique ou intrusive.

Le degré de métamorphisme, d'un point à l'autre, varie considérablement. Plusieurs coulées de lave sont presque intactes au point de vue métamorphisme et on y observe encore microscopiquement des phénocristaux. Par contre, dans plusieurs autres cas, le métamorphisme est assez poussé et les roches se sont transformées en schistes à épidote et amphibole.

Les différentes granitisations postérieures à la formation de Paramaca ont provoqué un métamorphisme de contact et les roches se chargent de biotite, épidote, amphibole, grenat et tourmaline. On observe ce métamorphisme de contact dans la région de Saül et dans le bassin du Lawa.

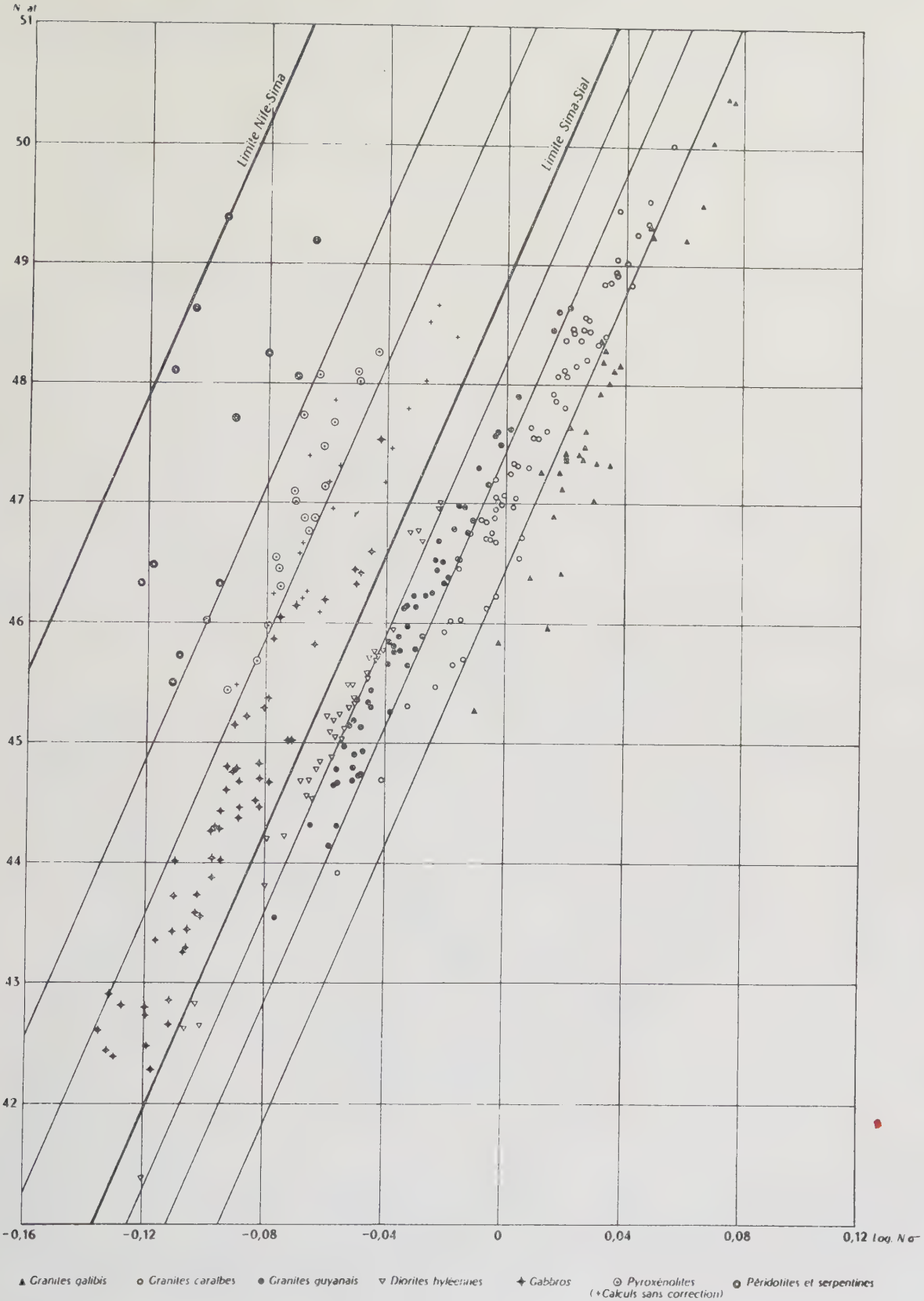
10) Série de l'Ile de Cayenne.

Cette formation affleure en différents endroits tout près de Cayenne, également en Moyenne-Mana, Cokioco, etc.

Elle est constituée principalement par des quartzites et des amphibolites. Il existe fréquemment un passage progressif entre les quatzites et les amphibolites. Il n'est pas certain que cette formation soit indépendante de la série de Paramaca. Ni la base de la série, ni le sommet ne sont connus avec certitude. Il est possible qu'il s'agisse de la base de la série de Paramaca.

11) Roches ultrabasiques.

Il n'est pas rare que dans la formation de Paramaca il existe des petits dômes de roches ultrabasiques tels que pyroxénolites et gabbros. On voit ces roches dans la Haute-Mana et dans la zone située entre Dagobert et Patience. Au microscope, ces roches montrent des cristaux très frais qui n'ont pas subi de phénomènes dynamiques. Ces venues ultrabasiques sont antérieures à la formation de Paramaca et de l'Ile de Cayenne.



— Classification génétique des venues magmatiques du Précambrien guyanais.
(d'après B. Choubert)

Fig. 1

TABLEAU III

SÉRIE STRATIGRAPHIQUE DES FORMATIONS DE LA GUYANE FRANÇAISE

d'après B. CHOUBERT

AGE		FORMATIONS
Quaternaire	Récent	a) Argile Demerara b) Sables et argiles Coswine (Coropina)
Tertiaire	Paléocène	c) Série détritique de base d) Marno-calcaire
Mésozoïque		Dolérite
Précambrien présumé (1)		a) Granite *galibi :* potassique (biotite - muscovite) monzonitique à alcalin b) Granite *caraïbe :* sodopotassique (biotite) akéritique à alcalin
	Supérieur	a) *Orapu* b) *Bonidoro* c) Granite *guyanais :* sodo-calcique (biotite et hornblende) granodioritique à akéritique)
	Moyen	d) *Paramaca*
	Inférieur	e) Ile de Cayenne : granite *hyléen* calco-sodique, granodiorite à hornblende et biotite
		f) Venues basiques

(1) Les divisions du Précambrien guyanais en supérieur, moyen et inférieur n'impliquent aucune assimilation avec des termes analogues utilisés dans d'autres régions.

Esquisse géologique du Département de Guyane Française

(d'après B. CHOUBERT)

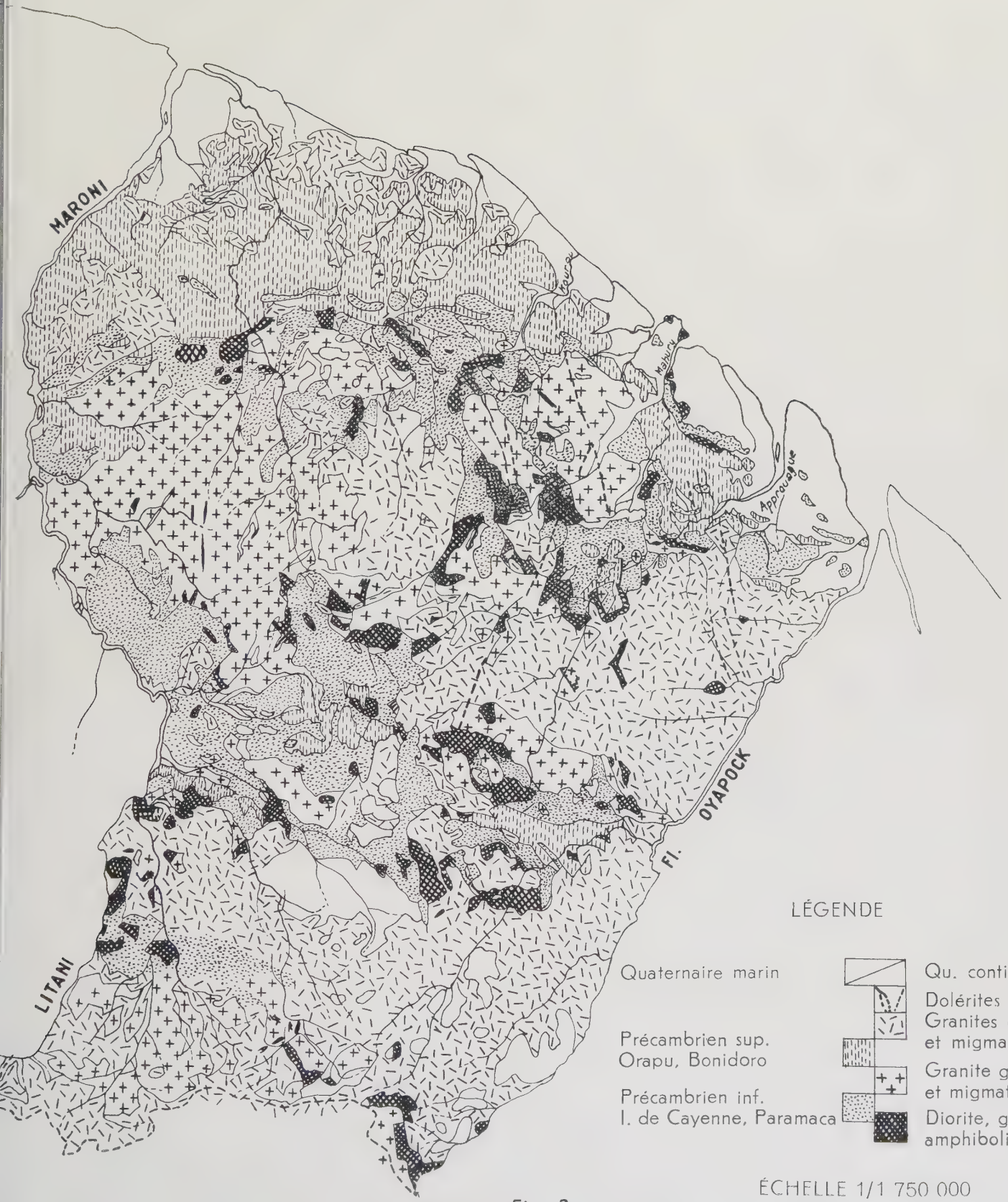


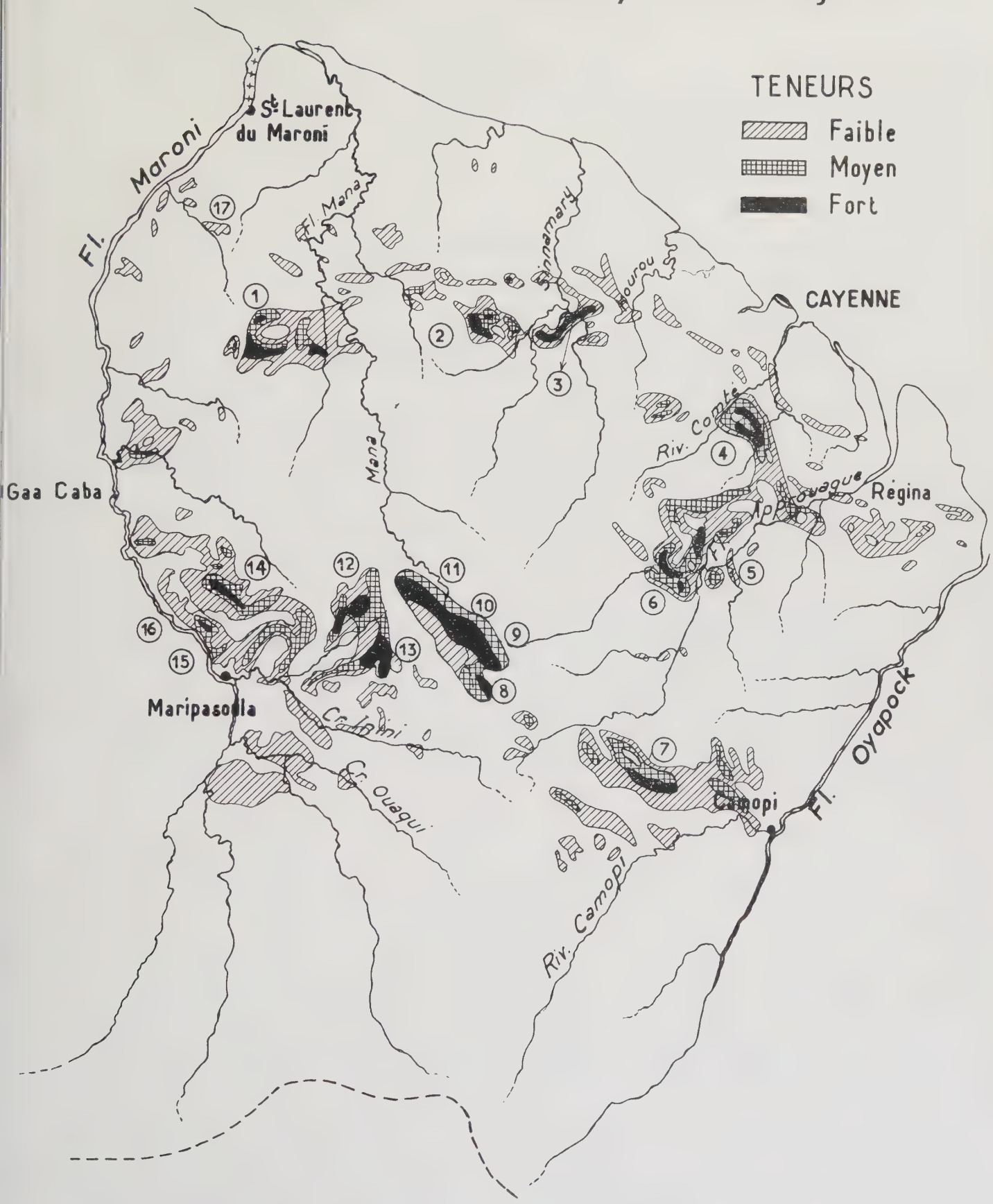
Fig. 2

Tableau IV

NOMS DES RÉGIONS AURIFÈRES ÉTUDIÉES DE LA GUYANE FRANÇAISE

1) Elysée Pi
2) Saint-Elie
3) Adieu-Vat
4) Devez-Changement
5) Impératrice
6) Ipoucin
7) Sapokay
8) Saül
9) Destinée-Certitude
10) Saint-Léon
11) Sophie
12) Bois-Canon
13) Dorlin
14) Kokoye-Saint-Jean
15) Cormontibo
16) Bouba-Soula
17) Sparouine

Répartition des gisements aurifères du département de la Guyane Française



Echelle 1 / 1 750 000

Fig. 3

LES ZONES AURIFÈRES

Comme le montre la carte de répartition des gisements aurifères de la Guyane (FIG. 3, p. 45), les filons sont localisés dans deux zones différentes :

Zone Caa-Caba — Régina.

Zone Maripasoula — Camopi.

1) Zone Caa - Caba - Régina.

Cette zone est le « front Nord » du grand massif granitique qui couvre la partie centrale de la Guyane.

La bordure est constituée presque uniquement par du Précambrien moyen et inférieur (formation de Paramaca). On y trouve des bandes continues, des coupoles et des « cryptobatholites » de granites caraïbes et guyanais. La largeur de la zone est de 40 km environ et elle est orientée par rapport au centre granitique. Au Nord elle plonge brusquement et elle est recouverte par le Précambrien supérieur (séries de Bonidoro et de l'Orapu).

2) Zone Maripasoula - Camopi.

Cette zone se situe sur le « front Sud » du centre granitique de la Guyane. Elle est constituée par du Précambrien inférieur (formation de Paramaca) contenant quelques lambeaux de la formation de Bonidoro et de schistes de l'Orapu.

Les granites caraïbes et guyanais se présentent en bandes plus ou moins discontinues, sous forme de coupoles ou parfois alignées en forme de chaînes.

Cette zone est entièrement isolée dans les granites. Sa forme et sa place montrent qu'il s'agit des restes d'un « chapeau » de Précambrien qui flotte sur les granites.

Conclusion : La comparaison de la carte géologique de la Guyane et de la carte de la distribution des gisements aurifères montre nettement que les deux grandes zones aurifères se présentent sous la forme d'une « auréole » d'allure elliptique autour du centre granitique du pays avec le grand axe orienté W.NW-E.SE.

D'autre part on remarque que la minéralisation aurifère (*filons de quartz aurifère*) *se trouve presque en totalité dans la formation de Paramaca qui correspond, au point de vue stratigraphique,* à la partie moyenne du Précambrien de Guyane. Ce niveau stratigraphique se trouve à proximité immédiate des grands massifs granitiques (types guyanais et caraïbe) de la Guyane.

CHAPITRE IV

CARACTÉRISTIQUES DES GRANITES ASSOCIÉS AUX MINÉRALISATIONS AURIFÈRES

B. CHOUBERT, dans son excellent travail sur les granites de la Guyane, distingue quatre venues successives. Ce sont du plus récent au plus ancien, les granites :

1) galibi ; 2) caraïbe ; 3) guyanais ; 4) hyléen.

En appliquant notre méthode proposée pour mettre en évidence les différenciations magmatiques, nous donnerons quelques observations complémentaires relatives aux caractéristiques des granites et à la métallogénie de chaque venue. Pour ce travail, B. CHOUBERT nous a autorisé à utiliser les analyses chimiques de son mémoire. Nous avons également fait quelques nouvelles analyses chimiques des granites des régions aurifères. Nous avons été conduit à distinguer des granites caraïbes récents et des granites caraïbes anciens. Les récents sont généralement dans l'Orapu et voisins des granites galibis. Ils sont plus gneissiques que les caraïbes anciens. Ils ont une métallogénie semblable à celle des granites galibis. Leur droite de différenciation dans notre méthode s'approche de celle des granites galibis. Le granite caraïbe ancien est généralement dans le Paramaca. Il a peu de muscovite à l'inverse du caraïbe récent et du galibi qui en ont souvent.

1) GRANITE GALIBI.

Le granite galibi se caractérise dans notre méthode par une droite représentative ayant pour équation :

$$\frac{x}{322{,}25} + \frac{\psi}{3{,}51} = 1$$

La pente de cette droite est plus faible que celle des droites représentatives des autres granites (FIG. 4).

D'autre part comme le montre la figure 5, le volume de K_2O est nettement plus grand, ce qui est caractéristique de ce granite. Les autres oxydes : $Fe_2O_3+FeO+MnO+MgO$, ont envi-

ron le même volume que dans les autres granites (FIG. 7), alors que CaO et Na_2O ont un volume plus faible (FIG. 6 et 8).

C'est un granite à deux micas (muscovite-biotite) avec microcline localement perthitisé et albite. Le quartz en cristaux allotriomorphes est très abondant, tandis que le zircon et l'apatite se présentent à l'état disséminé dans la roche. Sa structure est grenue, à grain moyen, avec passages gneissiques.

Le granite galibi est postérieur à la formation de l'Orapu qui est la formation sédimentaire terminale du Précambrien de la Guyane. Il se présente en général en petits massifs intrusifs plus ou moins isolés dans les schistes de l'Orapu provoquant sur cette formation un métamorphisme de contact très intense avec une assez large extension. Le massif de granite galibi le plus typique se trouve en Haute Sinnamary (Petit Saut). Dans ce cas les schistes de l'Orapu encaissant le granite sont transformés localement en micaschistes et ils montrent un développement important de muscovite avec tourmaline et épidote. Lorsqu'on s'éloigne du granite c'est la staurotide qui prédomine. A la périphérie du massif et dans la zone du métamorphisme de contact il y a un certain nombre de pegmatites complexes. Ces dernières sont minéralisées en columbotantalite. C'est ici qu'en 1957 nous avons découvert les premières pegmatites complexes guyanaises minéralisées en columbotantalite.

Ces pegmatites se trouvent sur la rive gauche d'une petite rivière nommée Balata. Leur puissance dépasse localement une dizaine de mètres et leur structure est zonée. Il y a trois zones successives, la première zone extérieure contient uniquement de la tourmaline. Elle est discontinue suivant l'allongement des filons, et son épaisseur dépasse rarement 20 cm. La deuxième zone est constituée par une association de muscovite, quartz et feldspaths. Les cristaux atteignent 10 cm, les muscovites se caractérisent par une couleur légèrement verdâtre, les feldspaths sont du type albite perthitisée avec microcline. C'est dans cette zone que se trouvent à l'état disséminé les cristaux de columbotantalite. La troisième zone occupe la partie centrale de la pegmatite, elle est constituée par des blocs de quartz de 30 cm sous forme de lentilles discontinues. Un deuxième massif galibi analogue au précédent se trouve en Haute Sparouine (rivière Voltaire). Les filons de quartz en relation avec le granite galibi sont faiblement aurifères et surtout cette venue se caractérise par des minéraux de pegmatite à Nb, Ta, Be, Li.

2) GRANITE CARAIBE RÉCENT.

Ce granite se caractérise par l'équation :

$$\frac{x}{293{,}62} + \frac{\psi}{3{,}61} = 1$$

Cette équation est voisine de celle du granite galibi, les deux pentes diffèrent peu (FIG. 4). D'autre part les figures 5, 6, 7 et 8 indiquent que le volume des différents oxydes varie entre les valeurs caractéristiques des deux granites extrêmes : le galibi et le guyanais.

Le massif le plus typique est le Tamanoir, de la Basse-Mana. Ce massif a une forme à peu près elliptique avec le grand axe orienté Est-Ouest. Sa mise en place a provoqué un métamorphisme de contact et les schistes de l'Orapu sont transformés en schistes à disthène quand ils sont tout près du granite et en schistes à staurotide et grenat plus loin. A la bordure du massif et dans la zone du métamorphisme de contact on trouve des pegmatites graphiques et complexes. Ces dernières sont minéralisées en columbotantalite, béryl et lépidolite.

C'est ici, qu'en 1958 et 1960 nous avons découvert les premières pegmatites de la région (pegmatites de la Crique OA) en liaison avec la venue granitique. Les nombreux filons de quartz situés dans le granite, et les schistes métamorphisés sont très faiblement aurifères.

Cette venue granitique a donné naissance à des pegmatites minéralisées en Nb, Ta, Be, Bi, Li, Sn.

3) Granite caraibe ancien.

L'équation de la droite représentative de ce granite est :

$$\frac{x}{222,4} + \frac{\psi}{4,04} = 1$$

Elle se rapproche de celle du granite guyanais, sa pente étant plus forte que pour les autres granites (fig. 4). Comme le montrent les figures 5, 6, 7 et 8, les volumes de K_2O Na_2O - CaO ($Fe_2O_3+FeO+MnO+MgO$) sont intermédiaires entre ceux des granites galibi et guyanais.

Ce granite est tout à fait différent du précédent. Les minéraux principaux sont l'oligoclase, le microcline, la biotite, le quartz et moins fréquemment la hornblende verte. La muscovite est absente tandis que le zircon, l'apatite et le sphène sont en faibles quantités. Les feldspaths zonés sont fréquents et la roche est à structure grenue. Ces granites se localisent presque entièrement dans la formation de Paramaca. Bien qu'il n'aient pas provoqué un grand refoulement ils sont cependant toujours intrusifs et ils sont localement injectés dans les laves et dans les amphibolites de Paramaca. Dans ce cas l'allure est celle d'une migmatite.

Ces injections sont très visibles dans le secteur Devis de la région Saint-Elie et aussi dans les travaux miniers du secteur Dagobert (Galerie Crépin) de la région Sophie. D'autre part on voit que dans le secteur Saut Cascade de la région Saül ces granites ont provoqué un métamorphisme de contact et les laves de Paramaca sont transformées en schistes à biotite, hornblende et épidote. Le granite caraïbe ancien se présente en général en forme de petites coupoles parfois alignées en chaînes. Le cas le plus typique se trouve dans la région Sophie Saint-Léon. Dans ces régions, la chaîne granitique se localise au contact des bandes de rhyolites et d'amphibolites. Les pegmatites et les aplites sont rares et stériles, par contre ce granite est le plus aurifère de la Guyane. Les filons de quartz aurifère des régions Saint-Elie, Sophie, Saint-Léon, Bois-Canon, Dorlin, Devez, Destinée, Saül proviennent de ces granites. Ils sont situés dans sa masse et ils se prolongent dans les roches encaissantes voisines : ils sont toujours péribatholitiques.

4) Granite guyanais.

Son équation est :

$$\frac{x}{263,60} + \frac{\psi}{3,76} = 1$$

La pente de sa droite représentative est plus forte que pour les galibis et caraïbes récents (fig. 4). Comme le montrent les figures 5, 6, 7 et 8, le volume de K_2O est plus faible, tandis que le volume de CaO est plus grand que dans les autres ce qui peut être considéré comme caractéristique. Les autres oxydes tels que Na_2O se présentent avec un volume légèrement plus fort tandis que la somme $Fe_2O_3+FeO+MnO+MgO$ varie comme pour les autres granites.

Le granite guyanais présente des caractéristiques analogues aux granites caraïbes anciens. Les principaux minéraux sont l'oligoclase, le microcline, la biotite, le quartz et moins fréquemment la hornblende verte. La muscovite est presque absente tandis que le zircon, l'apatite, le sphène sont en faibles quantités.

Les feldspaths zonés sont fréquents. La structure est tantôt grenue, tantôt gneissique. Le

gisement est intrusif et localement injecté dans les laves et les amphibolites de Paramaca. Le cas le plus typique se trouve dans la région Bouba-Soula du Maroni. En cet endroit on trouve des enclaves de la formation de Paramaca qui nagent dans la masse du granite. Ces enclaves sont transformées en schistes à biotite, hornblende, épidote et grenat. Les pegmatites et les aplites du granite guyanais sont peu nombreuses et stériles. Ce sont en général des pegmatites graphiques à biotite. Le granite guyanais est un granite aurifère. Les filons de quartz aurifères des régions Bouba-Soula (Maroni), Saint-Jean, Sopakay proviennent de ces granites. Les filons sont soit à la bordure du granite, soit dans les roches encaissantes voisines, leur situation reste péribatholitique.

5) Granite hyléen.

Il se caractérise par l'équation :

$$\frac{x}{236} + \frac{\psi}{3{,}93} = 1$$

Comme le montrent les figures 4, 5, 6, 7 et 8, sa droite représentative se trouve entre celles des granites guyanais et caraïbes et les volumes des divers oxydes diffèrent peu du granite guyanais. D'autre part ce granite est localement associé au granite guyanais et il se présente presque toujours avec des faciès migmatiques recristallisés. On peut se demander si ce type hyléen ne correspond pas tout simplement à des migmatites du granite guyanais qui seraient un peu plus précoces et plus syntectoniques que la masse du granite proprement dit.

6) Conclusion et interprétation.

D'après leurs caractéristiques générales et leur métallogénie on voit que les granites de Guyane correspondent à des venues différentes.

La première venue, plus ancienne, a donné d'abord les migmatites hyléennes liées au granite guyanais puis le granite caraïbe ancien post-tectonique. Elle couvre une grande partie de la Guyane et du point de vue métallogénique elle a donné uniquement de l'or et des pegmatites stériles peu abondantes.

La deuxième venue, plus récente, a donné premièrement le granite caraïbe récent, syntectonique, et ensuite le granite galibi post-tectonique. Cette deuxième venue a donné très peu d'or et elle se caractérise surtout par d'abondantes pegmatites minéralisées en Nb, Ta, Li, Sn, Bi, Mo, etc.

Diagramme de la differenciation des granites de la Guyane Française

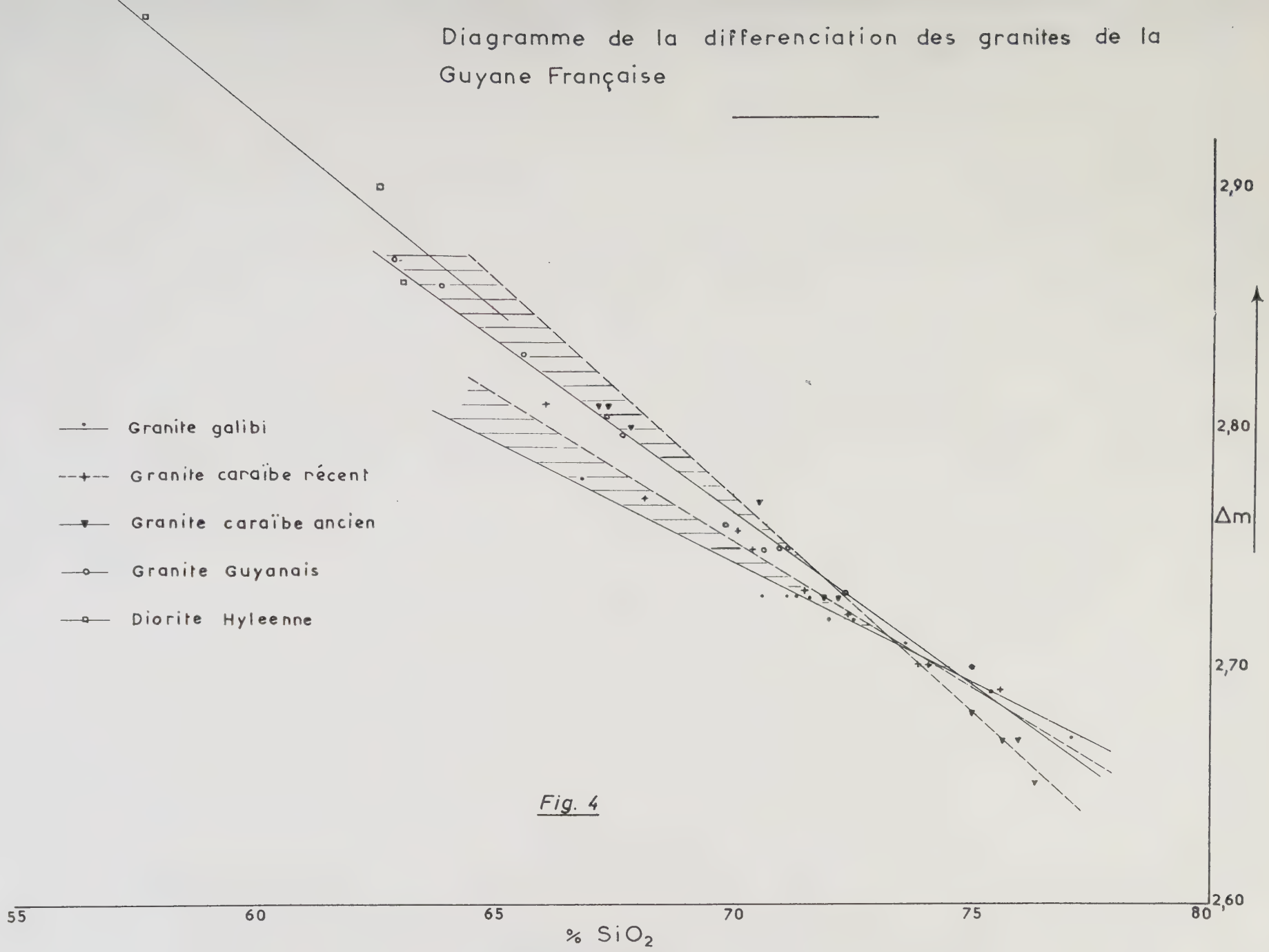


Fig. 4

Granite galibi

Granite caraïbe récent

Granite caraïbe ancien

Granite Guyanais

Diorite Hyleenne

Diagramme des variations des volumes des oxydes

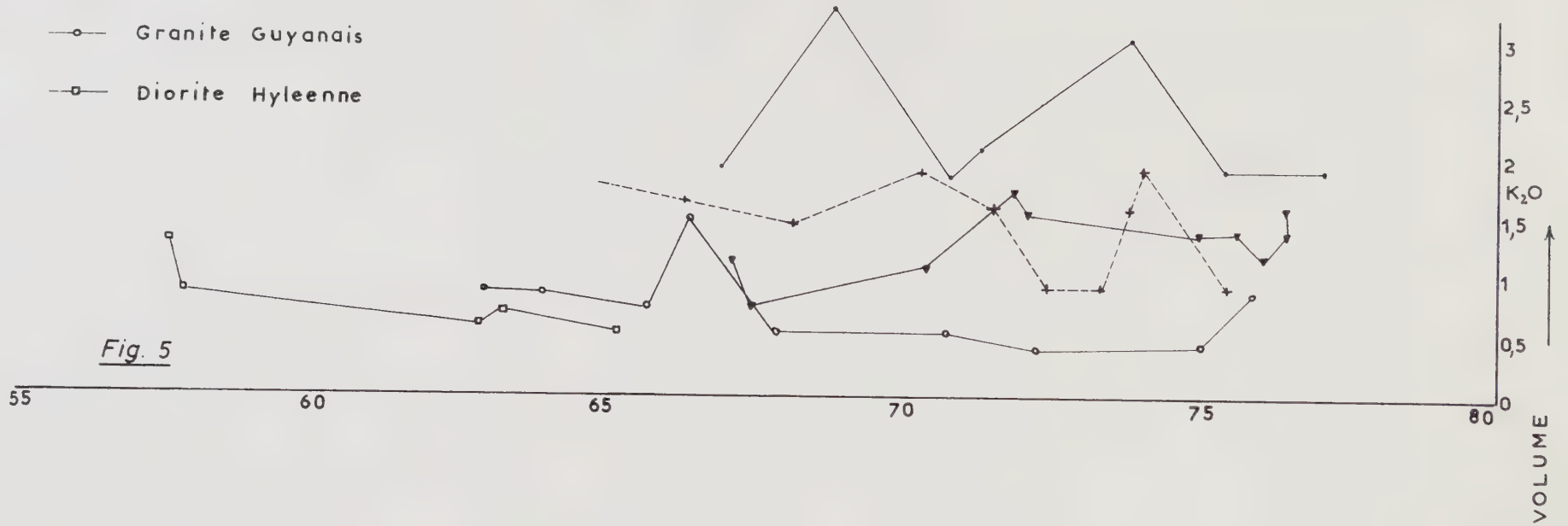


Fig. 5

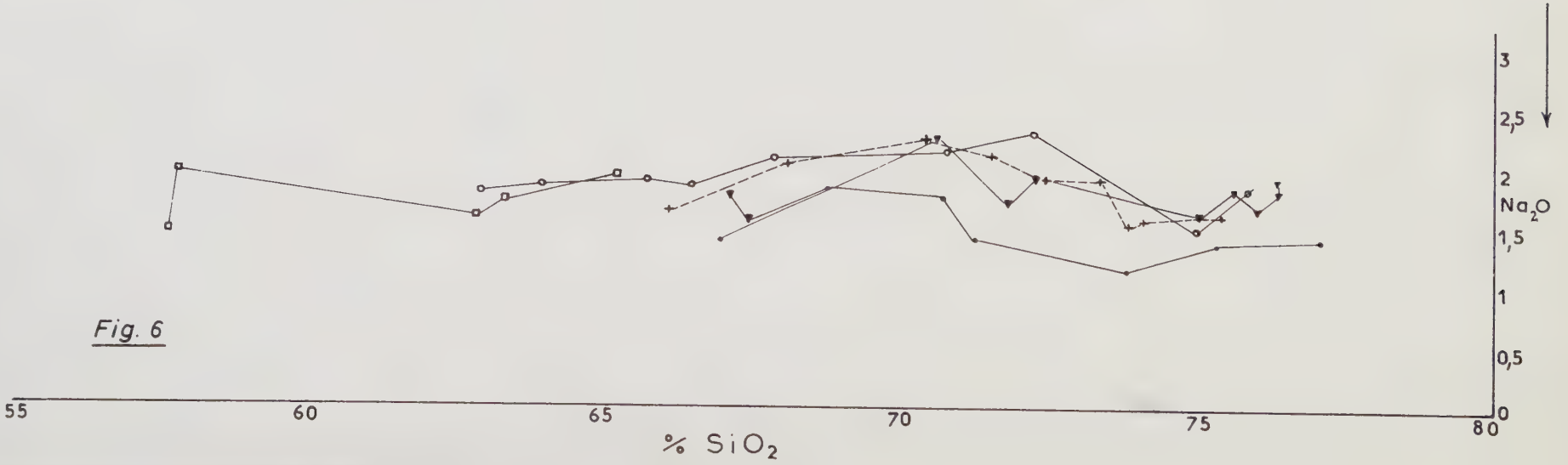


Fig. 6

Diagramme des variations des volumes des oxydes

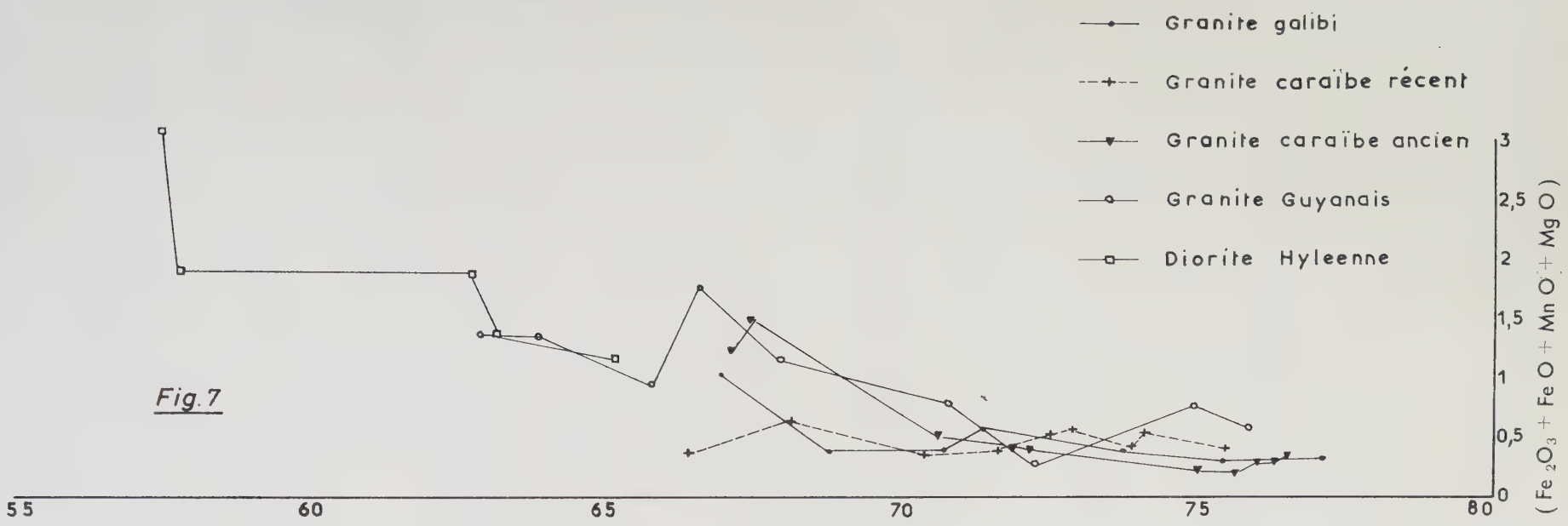


Fig. 7

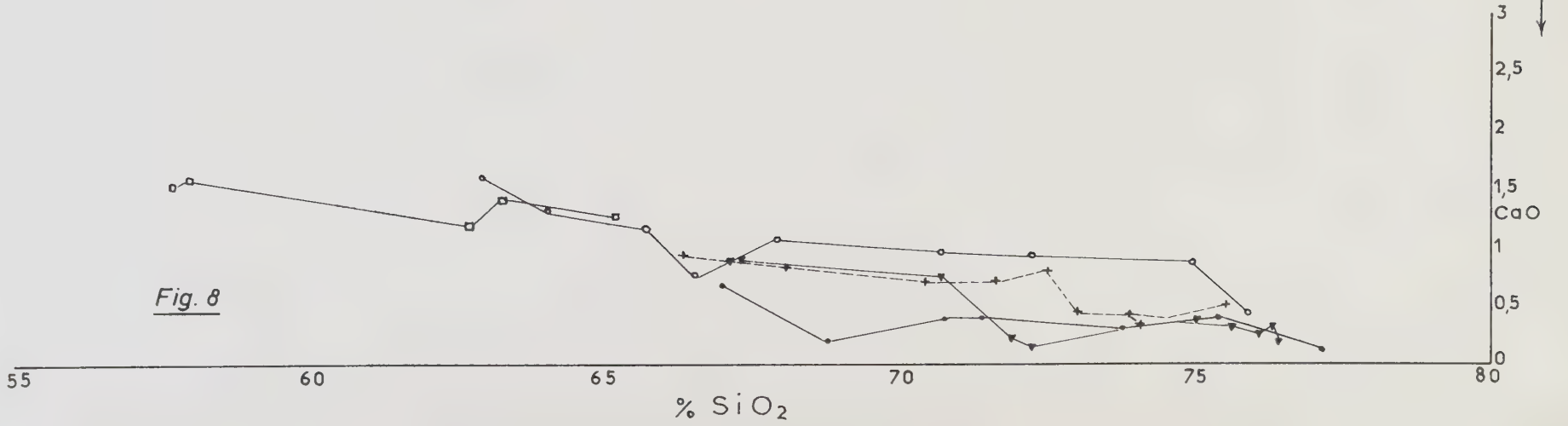


Fig. 8

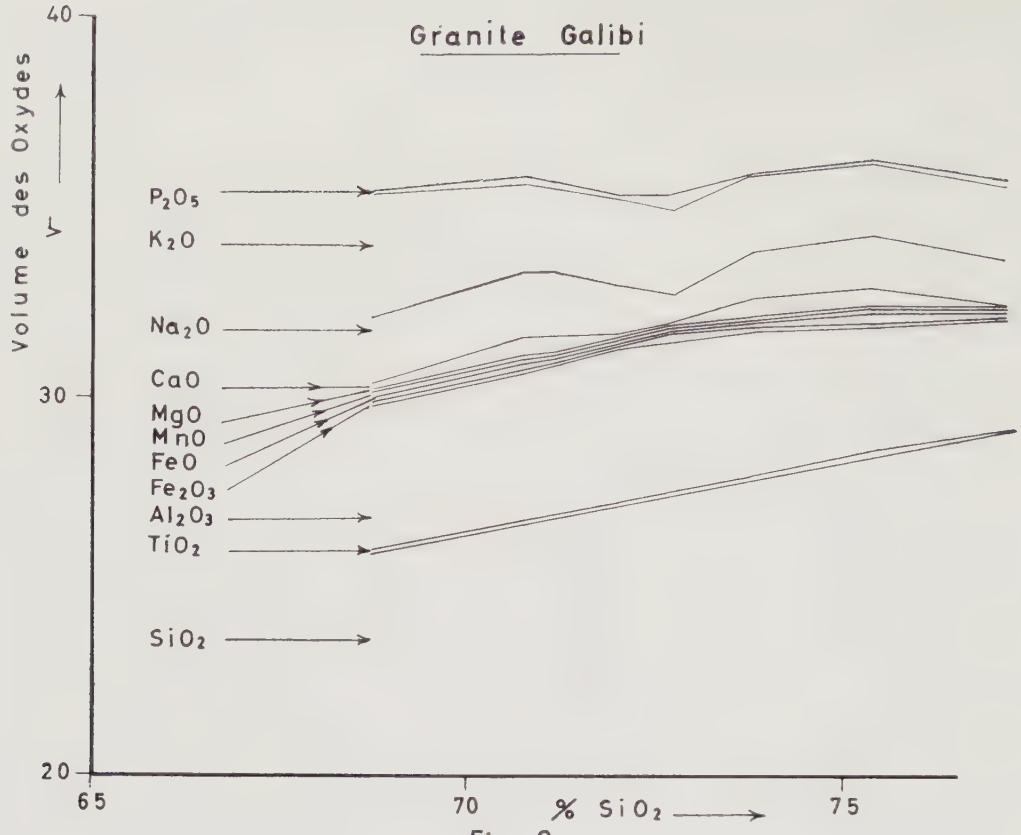

Granite Galibi
Volume des Oxydes
40
30
20
65
70
75
% SiO2
P2O5
K2O
Na2O
CaO
MgO
MnO
FeO
Fe2O3
Al2O3
TiO2
SiO2

Fig. 9

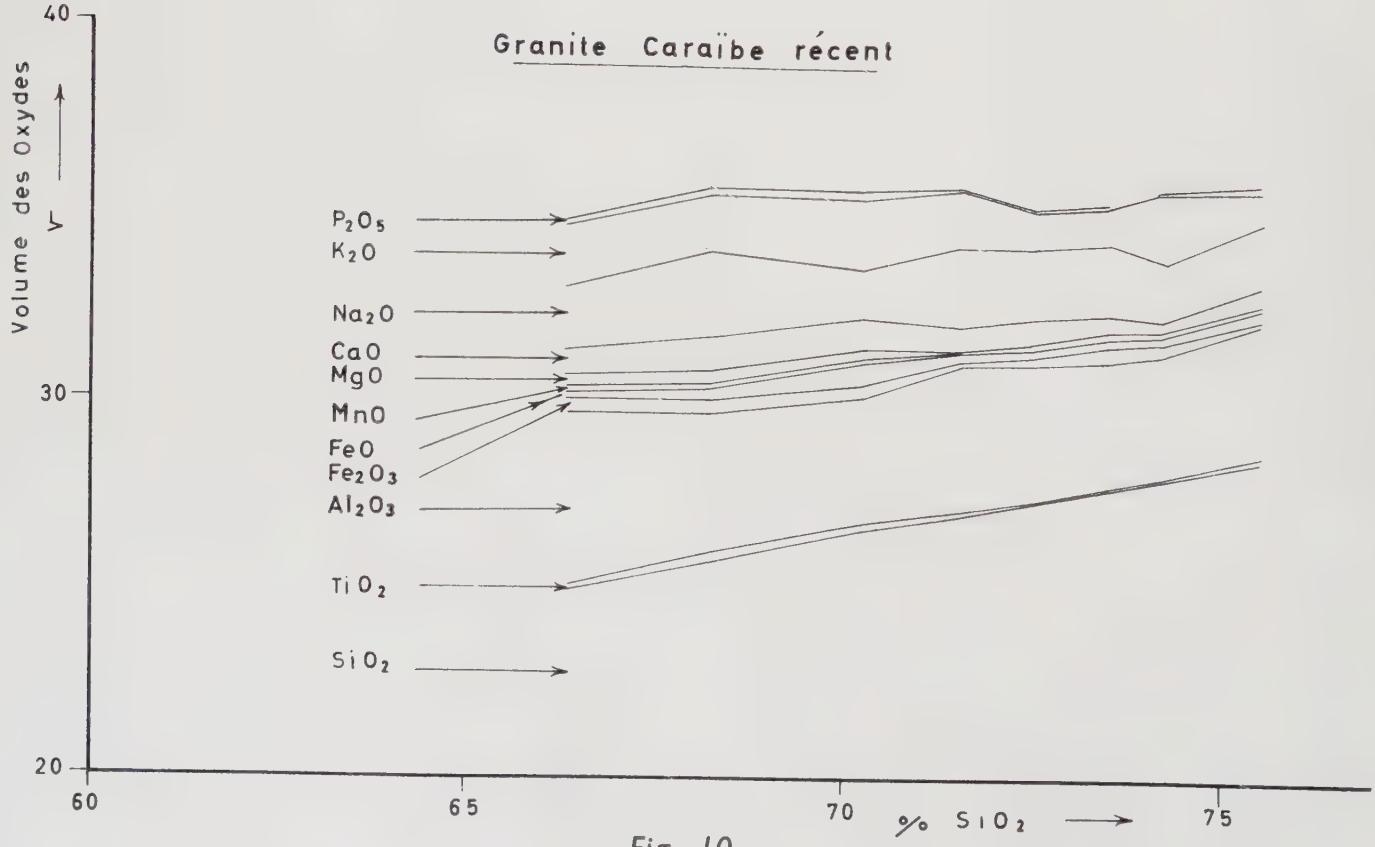

Granite Caraïbe récent
Volume des Oxydes
40
30
20
60
65
70
75
% SiO2
P2O5
K2O
Na2O
CaO
MgO
MnO
FeO
Fe2O3
Al2O3
TiO2
SiO2

Fig. 10

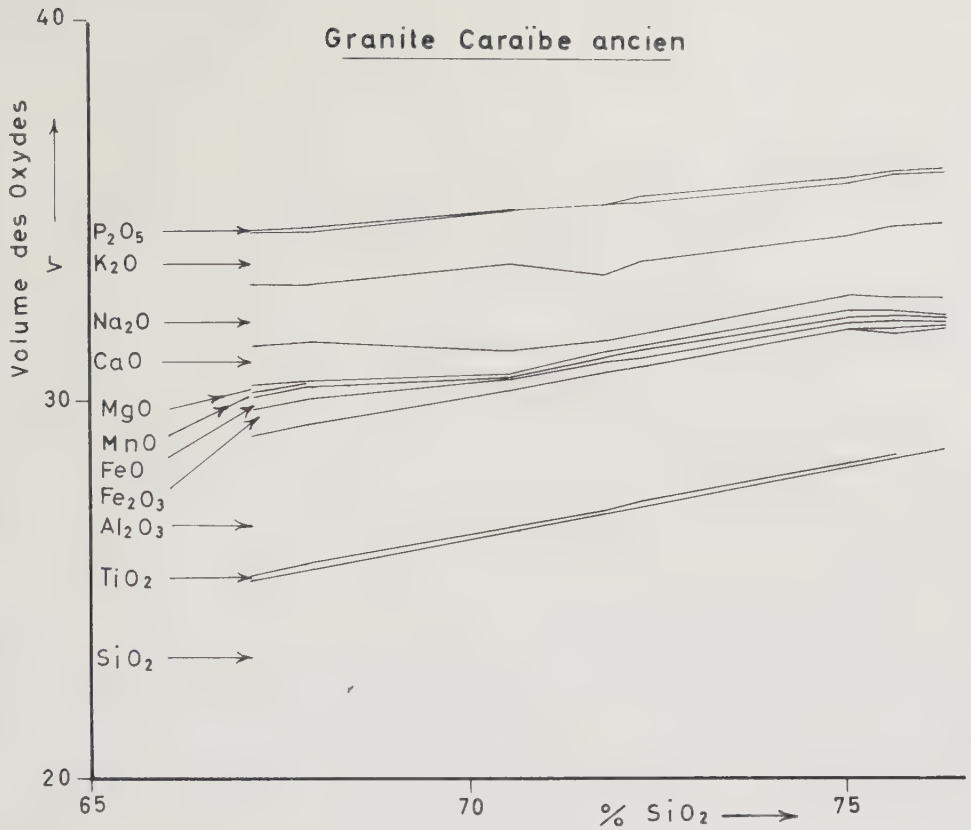

Granite Caraïbe ancien
Volume des Oxydes
Vr
40
30
20
P_2O_5
K_2O
Na_2O
CaO
MgO
MnO
FeO
Fe_2O_3
Al_2O_3
TiO_2
SiO_2
65
70
75
% SiO_2

Fig. 11

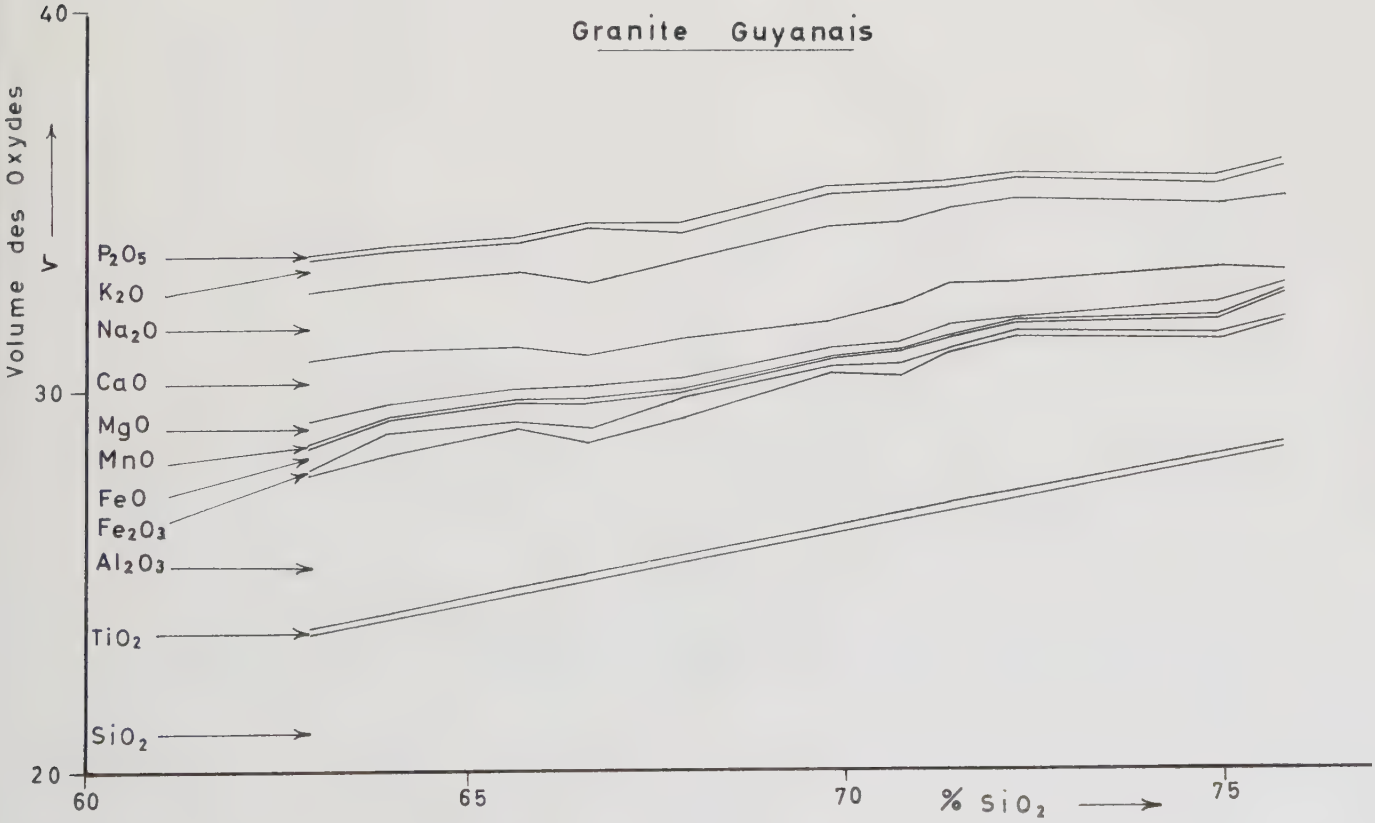

Granite Guyanais
Volume des Oxydes
Vr
40
30
20
P_2O_5
K_2O
Na_2O
CaO
MgO
MnO
FeO
Fe_2O_3
Al_2O_3
TiO_2
SiO_2
60
65
70
75
% SiO_2

Fig 12

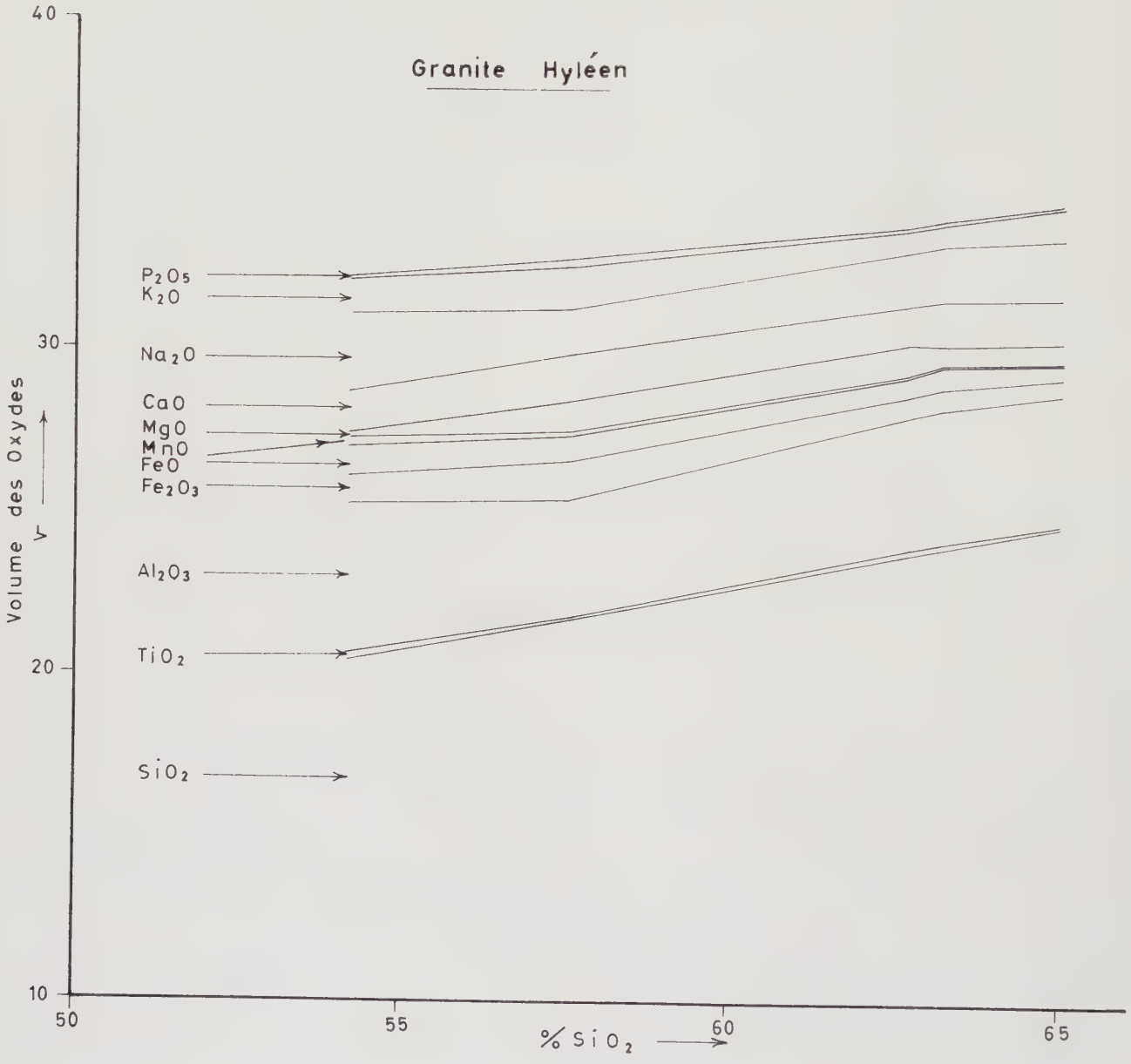

Granite Hyléen
40
30
20
10
Volume des Oxydes
V
P2O5
K2O
Na2O
CaO
MgO
MnO
FeO
Fe2O3
Al2O3
TiO2
SiO2
50
55
60
65
% SiO2

Fig. 13

Tableau V

CLASSIFICATION CHIMIQUE, MÉTALLOGÉNIQUE ET CHRONOLOGIQUE DES GRANITES DE LA GUYANE FRANÇAISE

Nom des Venues	Nom des granites	Métallogénie	Oxydes prédominant en volume
Deuxième	— Granite galibi. — Granite caraïbe récent.	Abondantes pegmatites à Nb, Ta, Be, Li, Bi, Mo (peu d'or)	K_2O — Na_2O
Première	— Granite caraïbe ancien. — Granite guyanais. — Migmatites hyléennes.	Or ; pegmatites stériles peu abondantes	Na_2O — CaO

Les droites représentatives des granites présentent des pentes différentes. Cette différence est due au pourcentage des oxydes lourds par rapport aux oxydes légers qui décroît du granite caraïbe ancien au granite galibi, pour la même teneur en silice.

Ceci est à rapprocher du fait que le granite caraïbe ancien est plus aurifère que les granites guyanais et galibi. L'or est localisé dans les granites où les oxydes lourds prédominent, et il semble que ce soit une des raisons importantes qui détermine les différences de teneurs liées aux diverses venues granitiques.

Il existe une différence au point de vue niveau stratigraphique, le granite galibi est situé dans le Précambrien supérieur tandis que le guyanais et le caraïbe ancien font partie du Précambrien moyen.

Tous ces granites sont accompagnés de pegmatites et ont provoqué un métamorphisme de contact sur les roches encaissantes. Ceci montre qu'ils se sont formés dans les zones moyennes ou profondes. On n'a aucune indication au sujet de leur profondeur de mise en place.

Si l'on admet que le niveau de mise en place du galibi est élevé, et que ces conditions sont défavorables à une concentration de l'or, on ne peut donner aucune explication semblable pour les granites guyanais et caraïbes. Ces deux granites ont les mêmes caractéristiques au point de vue profondeur de formation, puisqu'ils donnent aussi des pegmatites (dans le Paramaca inférieur). Cependant la quantité d'or associée à chacun d'eux diffère.

Il semble donc que le facteur « profondeur » n'ait pas joué un rôle essentiel dans la localisation préférentielle de l'or dans ces granites.

D'autre part on constate que, dans ces granites, les matériaux originels ont perdu tous leurs caractères propres. Les éléments avec lesquels se sont formés les granites de la Guyane ne peuvent pas provenir uniquement de la place dans laquelle on les observe.

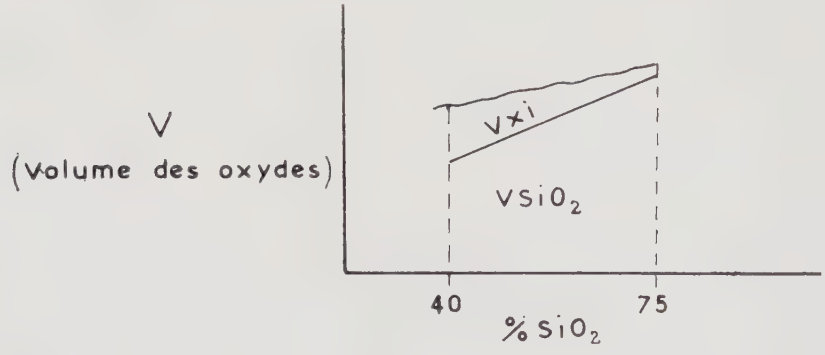
En Guyane, il n'existe pas dans les régions aurifères, ni dans celles où les pegmatites sont développées, de formation précambrienne qui se transforme progressivement en granite. Les contacts des granites avec les roches encaissantes sont soit francs, soit marqués par des migmatites hétérogènes englobant de nombreuses enclaves des roches voisines, plus ou moins

métamorphisées. Bien qu'il n'en existe aucune preuve, on pourrait supposer que les matériaux des granites de la Guyane proviennent de la transformation de roches préexistantes, dont l'équilibre physico-chimique aurait été modifié par l'apport de matériaux d'une origine plus profonde remontés par des phénomènes dynamiques. Si on acceptait cette hypothèse l'or pourrait avoir une double origine, une partie provenant des roches transformées et l'autre des matériaux issus de la profondeur. La formation des granites aurait provoqué des concentrations rassemblant de l'or (des deux origines) dans les filons de quartz aurifère. Cette dualité sur l'origine des matériaux pourrait être une des causes de ce que les granites les plus anciens tels que caraïbe ancien et guyanais sont plus aurifères que les granites récents : galibi et caraïbe récent.

7) La genèse des filons provenant des granites.

En Guyane les granites bien que formés à diverses époques géologiques appartiennent à la même « famille ». Cette famille de roches se caractérise par le fait que les matériaux constitutifs ont totalement obéi à des « lois » (1), ils sont déplacés et leur origine primaire (plutonique ou sédimentaire) reste inconnue. Comme nous l'avons montré dans notre travail (2) une des lois générales qui dirige la construction de cette famille de roches est la variation presque linéaire des volumes totaux à partir des termes basiques vers les termes acides de la différenciation (fig. 14).

LA VARIATION SCHÉMATIQUE DU VOLUME TOTAL DES OXYDES
DANS UNE DIFFÉRENCIATION MAGMATIQUE



$VSiO_2$ = Volume de SiO_2
Vxi = Volume des autres oxydes

Fig. 14

Ceci explique le fait que, dans une différenciation, la densité des termes basiques est presque toujours plus grande que celle des termes acides.

D'autre part cette « loi de volume » pendant la construction de cette famille provoque

(1) « Lois » : *Les lois* correspondent à la mise en œuvre de l'ensemble des *conditions* physicochimiques et dynamiques qui interviennent dans la formation d'une roche.
(2) Détermination d'un critère pratique des différenciations magmatiques. *Société Géologique de France.* — (7), 2, p. 76, 1960.

plusieurs systèmes « fermés » au point de vue matériel, c'est-à-dire à proportions relatives des divers éléments limitées.

Les matériaux granitiques évoluent successivement dans deux systèmes :

Premier système.

C'est le plus important et il se termine quand la « loi de volume » est satisfaite. Pendant cette construction les matériaux constitutifs se mobilisent pour prendre les places les plus favorables, et ils donnent naissance à des termes différenciés.

Les structures migmatiques des granites confirment fréquemment que ce système est fermé.

Si on distingue des enclaves dans un granite, c'est parce que leurs matériaux n'obéissent pas à la « loi de volume » (c'est-à-dire ne se placent pas sur la courbe de la figure 14 à l'abcisse correspondant à la teneur en silice du milieu ambiant).

Deuxième système.

Il est constitué par les matériaux restants (ce sont ceux qui ne sont pas entrés en jeu dans le premier système). Ces matériaux peuvent être nombreux et former des roches filoniennes — pegmatites, aplites — ou des filons de quartz avec différentes minéralisations possibles. En Guyane par exemple il y a une minéralisation aurifère représentant des matériaux complémentaires.

Ce deuxième système peut se situer soit à l'extérieur du premier, soit à l'intérieur, comme on le voit en Guyane dans le cas où les pegmatites traversent les granites et dans le cas des filons aurifères entièrement situés dans des coupoles granitiques.

8) Tectonique et caractéristique des filons.

Bien que chaque venue granitique ait apporté une quantité d'or différente, la tectonique a également joué un rôle essentiel sur la distribution des filons aurifères.

Il est très caractéristique que les filons soient situés presque toujours en position péribatholitique autour des petites coupoles granitiques en relief non aplanies, qui sont isolées ou groupées en chaînons récemment mis à jour par l'érosion.

Ce fait est une sorte de réduction de l'échelle d'un phénomène plus général qui explique l'emplacement des zones aurifères en Guyane. Les deux zones aurifères sont situées sur le « front nord » et sur le « front sud » des granites de Guyane, où les massifs ont la forme de petites coupoles en relief tandis que dans le centre granitique — probablement à cause de l'érosion — cette structure favorable à la mise en place de la minéralisation aurifère n'existe plus (fig. 15).

La place des filons par rapport aux coupoles semble être liée à l'orientation des axes des prolongements en profondeur des corps des coupoles.

Il y a deux cas différents :

Premier cas. Les filons sont localisés uniquement sur le sommet des coupoles et, d'après la théorie d'Emmons (fig. 16) la poussée de celle-ci est verticale, et deux forces horizontales ont provoqué des cassures au sommet des coupoles.

En Guyane, l'exemple le plus typique se trouve dans le secteur Devis de la région Saint-Elie.

Deuxième cas. Les filons se localisent en plus soit au contact des coupoles, soit un peu plus loin dans les roches encaissantes.

Coupe schématique de la zone de minéralisation aurifère de la Guyane

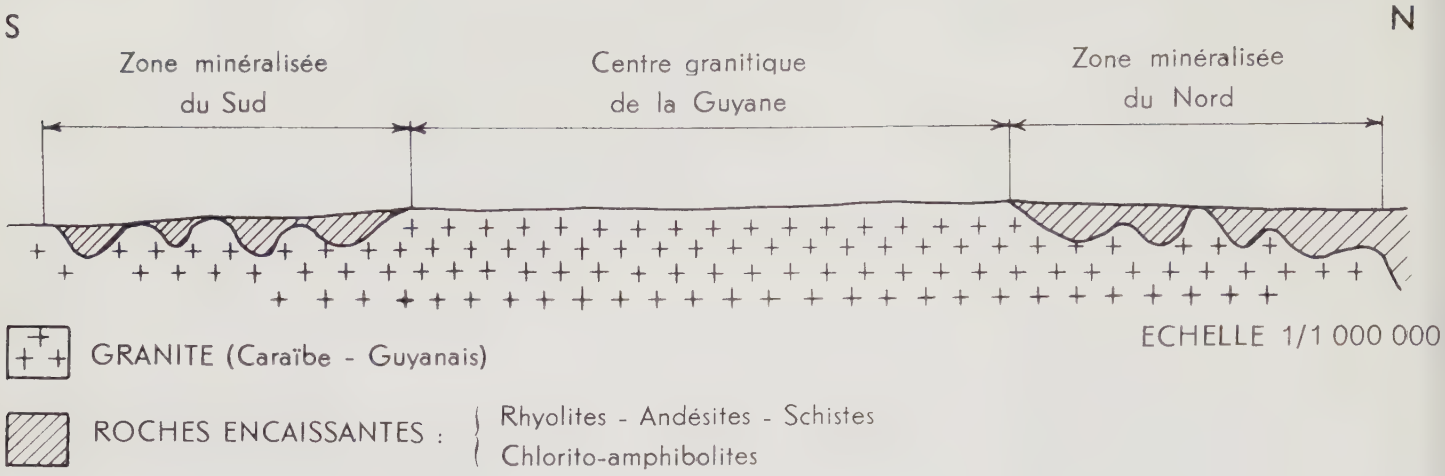


Fig. 15

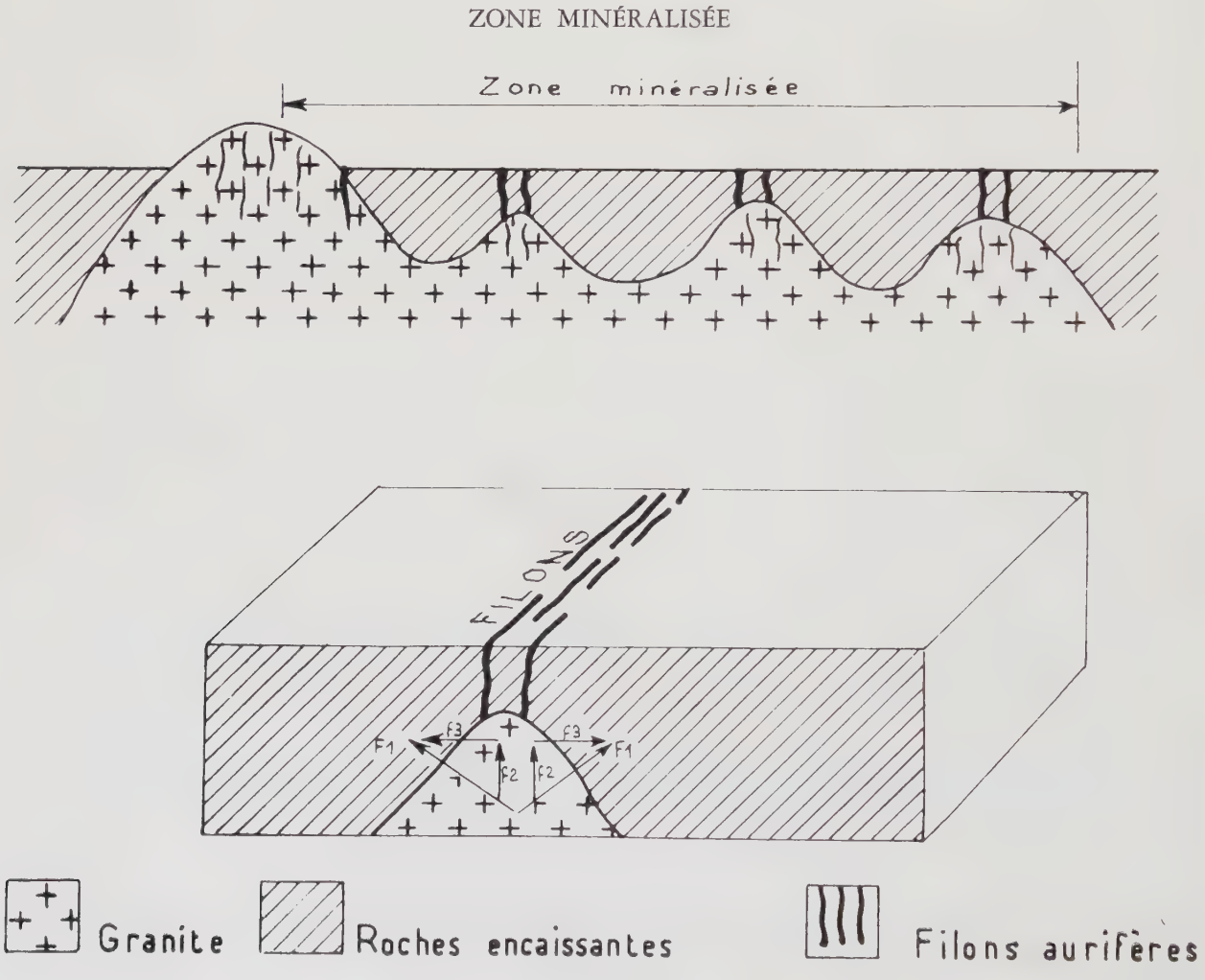


Fig. 16

LOCALISATION DES FILONS

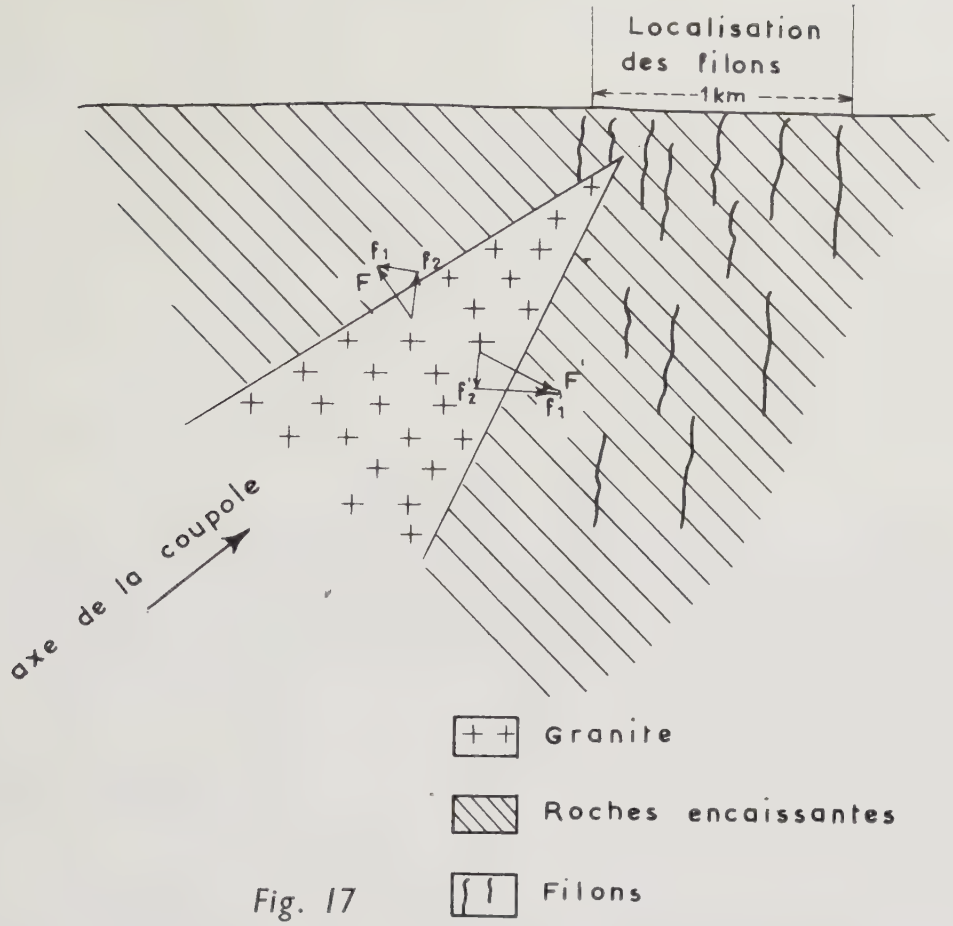


Fig. 17

L'absence complète de granite en dessous des filons et le décalage de ceux-ci par rapport au sommet des coupoles tient probablement au fait que l'axe des coupoles n'est pas vertical comme dans le premier cas, mais oblique et que par conséquent les forces qui provoquent des cassures ne sont pas uniquement les horizontales, mais encore interviennent probablement les f_2 et f'_2 (FIG. 17).

L'exemple le plus typique se trouve dans la région Timmins du Canada. Dans cette région, la plupart des filons sont localisés vers la partie extérieure des coupoles granitiques. Ainsi les nombreux travaux souterrains des mines Pamour, Dome, Preston, Intyre, n'ont pas rencontré le granite.

CONCLUSION :

En Guyane on peut considérer comme caractéristique la prédominance des champs filoniens de petites dimensions, formant des systèmes discontinus et parfois parallèles. Les filons aurifères de plusieurs centaines de mètres de longueur sont complètement absents. En général, il y a un grand nombre de filonnets localisés soit dans les coupoles granitiques, soit aux contacts, soit encore dans les roches encaissantes voisines.

Il semble que la présentation en champs filoniens de petites dimensions soit liée à ce que lors de la mise en place des granites dans la série de Paramaca (Précambrien moyen de Guyane) les phénomènes dynamiques ont provoqué l'ouverture de nombreuses petites fissures ultérieurement remplies par du quartz aurifère.

CHAPITRE V

DESCRIPTION DE QUELQUES RÉGIONS AURIFÈRES CARACTÉRISTIQUES DE LA GUYANE

I) Région de Sophie

APERÇU GÉOGRAPHIQUE

La région de Sophie se situe un peu à l'Ouest du centre du trapèze que forme la Guyane Française (cf. FIG. 20, p. 76).

Elle est traversée par une crique principale, la crique Sophie qui a donné son nom à l'ensemble de la région et dont le confluent avec la rivière Mana se situe à une dizaine de kilomètres environ du centre d'activité actuel.

MORPHOLOGIE

La région est couverte entièrement par la forêt et la crique Sophie la sépare en deux parties.

1° La rive droite est caractérisée par des collines dont la hauteur ne dépasse pas une centaine de mètres, avec des pentes atteignant souvent 60 %. Dans ce secteur, le granite se présente comme une chaîne de collines de direction Nord-Ouest.

2° La rive gauche est caractérisée par des roches volcaniques, et les collines ne dépassent généralement pas une trentaine de mètres de hauteur.

Toutes les collines sont séparées entre elles par de petites criques dont un grand nombre se jettent dans la crique Sophie. Enfin, une caractéristique de la région est encore que toutes ces collines ont une forme plus ou moins arrondie, ce qui est le résultat de la forte érosion des roches.

PÉTROGRAPHIE

La région de Sophie est constituée par des roches diverses :

A) Granite (caraïbe ancien).
B) Laves acides, rhyolites.
C) Roches vertes, amphibolites.
D) Diorite (hyléenne).

A. — Granite

1° Extension géographique.

Le granite couvre une assez grande partie de la surface. Il commence dans le secteur Tabou et se prolonge vers le Sud-Est. Au Sud il semble qu'il plonge brusquement, tandis qu'au Nord il affleure en plusieurs endroits, surtout à côté du village Dagobert.

2° Description macroscopique.

C'est une roche mésocrate, dure et massive. A la loupe, on distingue facilement les feuillets de biotite et les feldspaths qui sont blancs ou rarement rosâtres. Elle présente une structure à grain moyen, mais souvent, comme dans la galerie 4 de Tabou et également à Salomon, elle a un grain plus fin et dans ce cas, la couleur devient grisâtre.

3° Description microscopique.

a) **Composition.**

C'est un granite calco-sodique, présentant comme principaux minéraux constituants : feldspaths, biotite et quartz ; comme minéraux accessoires : muscovite, zircon, apatite et sphène et comme minéraux d'altération : épidote, zoïsite, séricite et chlorite.

Feldspaths. Le microcline, l'oligoclase, avec An 15 % et l'albite, prédominent généralement Souvent ces deux minéraux donnent des perthites fusiformes et leur pourcentage dans la roche est plus ou moins égal. On distingue encore fréquemment des feldspaths zonés avec An 35 % au centre du cristal. Il est très caractéristique que, dans ce dernier cas, l'altération est très poussée au centre, les parties extérieures restant presque intactes.

Biotite. La biotite est très ferrugineuse et montre un vif polychroïsme. Les cristaux sont isolés ou en groupe. Souvent elle est transformée en chlorite.

La chloritisation de la biotite est très nette et on distingue tous les passages progressifs : c'est-à-dire soit des cristaux complètement transformés en chlorite, soit d'autres cristaux dans lesquels subsistent des traces de biotite, soit encore que l'on distingue le début du phénomène qui commence toujours à partir de l'extérieur du cristal pour suivre de préférence les clivages.

Muscovite. Dans l'ensemble des roches la muscovite primaire se trouve en très petite quantité et dans les cristaux de quartz à extinction roulante on voit, rarement, des feuillets de muscovite avec des clivages onduleux.

Zircon, apatite, sphène. Ces minéraux sont toujours présents en faible quantité sous forme de petits grains dispersés dans la roche.

Le zircon se trouve dans les cristaux de biotite avec l'auréole polychroïque caractéristique. Ces minéraux ont cristallisé avant les autres, ils se présentent donc avec leur forme cristallographique.

Epidote, zoïsite. Ils proviennent de l'altération des autres minéraux. Leur place se trou-

ve, soit à côté des feldspaths altérés, soit dans les microfissures de la roche. Généralement ces deux minéraux sont associés.

Chlorite, séricite, calcite. La séricite, avec sa forme en petites lamelles, se localise surtout dans les feldspaths altérés, tandis que la chlorite se situe à côté des cristaux ou comme remplissage dans les microfissures de la roche.

On peut noter encore quelques petits cristaux de calcite dans les feldspaths altérés.

b) **Structure.**

La roche a une structure grenue, holocristalline, avec un grain moyen. Cette structure devient localement microgrenue, mais la composition minéralogique de la roche dans ces deux structures reste la même. Le microcline et l'albite donnent souvent une perthite fusiforme ; ou encore, comme le microcline est cristallisé après l'albite, il englobe par endroits de petits cristaux d'albite qui ont une orientation des macles différente du microcline. D'autre part les feldspaths zonés montrent qu'il y a eu un changement de conditions pendant la cristallisation de la roche et la structure microgrenue montre une baisse plus ou moins brutale de la température.

Le quartz est allotriomorphe et a rempli les derniers interstices entre les minéraux de la roche. Les myrmékites sont assez abondantes et on distingue de nombreux petits cristaux de forme soit vermiculaire dans les feldspaths, soit avec un contour irrégulier au contact des différents feldspaths. Outre cette corrosion localisée entre les feldspaths, il existe quelquefois une corrosion des feldspaths par le quartz. Dans ce cas, une partie de leur masse est remplacée par du quartz.

Le phénomène de mylonitisation de la roche est intense. Le quartz se présente toujours avec l'extinction roulante, les cristaux de feldspaths sont brisés avec des torsions des macles polysynthétiques et les clivages de la biotite sont fréquemment ondulés. Les microfissures ne montrent aucune préférence pour leur orientation. Elles sont remplies par des minéraux secondaires et du quartz néogène en mosaïque, associés souvent à quelques petits cristaux d'albite néogène.

Au point de vue intensité de l'écrasement, c'est typiquement le « granite écrasé » de la classification de E. Raguin. Ce granite est la plus récente roche de la région.

4° Analyses chimiques.

Tableau VI

	N° 1	N° 2	N° 3
SiO_2	75,64	76,30	76,37
TiO_2	0,20	0,15	
Al_2O_3	12,95	13	13,01
Fe_2O_3	0,30	0,30	1,31
FeO	0,93	1,04	0,88
MnO	0,04	0,05	0,03
MgO	0,20	0,20	—
CaO	1,12	1,09	0,56
Na_2O	4,30	4,50	3,80
K_2O	3,45	3,40	4,10
P_2O_5	0,03	0,06	0,08
H_2O^+	0,30	0,34	0,40
H_2O^-	0,08	0,10	0,10
	99,54	100,53	100,79

TABLEAU VI (suite)

Composition virtuelle

	N° 1	N° 2	N° 3
Q	34,8	34,44	37,38
Or	20,01	20,01	23,90
Ab	35,7	37,27	31,50
An	5,56	5,28	2,70
Al_2O_3	0,20	0,102	1,40
$MgSiO_3$	0,50	0,50	—
$FeSiO_3$	1,44	1,71	1,58
Ma	0,46	0,46	1,80
Ilm	0,30	0,15	

Paramètres de Lacroix

N° 1....	1.	(3) 4.	(1) 2.	(3) 4
N° 2....	1.	(3) 4.	(1) 2.	(3) 4
N° 3.....	1.	3 (4)	1 (2)	3′

Paramètres de Niggli

	si	al	fm	c	alk
N° 1	461	46,1	8,4	7,3	38
N° 2	458	45,8	8,7	6,8	38,5
N° 3	474	47,4	10,7	3,7	38,2

Analyste M. THIÉBAUD, chimiste de l'IFAT.

Tableau des lieux de prélèvements, p. 159.

5° Métamorphisme de contact.

Dans les secteurs Tabou-Salomon et Dagobert, la bordure du granite contient des xénolites des roches encaissantes. Localement le granite devient une migmatite embréchitique, dont les enclaves sont de laves volcaniques ou de roches vertes avec des dimensions variables. Macroscopiquement les enclaves de laves sont de couleur plus ou moins blanchâtre, très altérées, kaolinisées, avec de très fins cristaux de quartz. Par contre les enclaves de roches vertes sont d'une couleur brunâtre chocolat et sont très argileuses. Malheureusement la forte altération ne permet ni leur étude minéralogique, ni d'évaluer leur degré de métamorphisme.

Très caractéristique encore le fait qu'aucune trace de pegmatite ou d'aplite n'existe en bordure du granite. Plus généralement ces types sont complètement absents de la région.

Dans les roches encaissantes situées près du granite comme à Bézique et à côté de l'usine de Tabou, l'épidote et la zoïsite sont les minéraux prédominants. Bien que les roches soient très altérées, il semble en général qu'il y ait une petite influence du métamorphisme de contact provenant de la mise en place du granite.

B. — Les laves acides (Rhyolites)

1° Extension géographique.

Elles couvrent la plus grande partie de la surface. Dans les secteurs Sophie Ouest et Gros Chantier, jusqu'à Saut Mylok, on a uniquement des laves. Il en est de même au Nord de la crique Poule du secteur de Dagobert et au Sud de la chaîne granitique, sur plusieurs kilomètres.

D'autre part, tout le long de la chaîne granitique entre les secteurs Tabou, Salomon et Dagobert, on voit sporadiquement plusieurs bandes discontinues de laves qui se situent toujours entre le granite et les roches vertes (voir carte géologique, p. 76).

2° Description macroscopique.

Macroscopiquement, on distingue deux catégories de laves :

La première de couleur blanchâre se localise dans le secteur Tabou entre le granite et les roches vertes. Elle est visible dans plusieurs galeries de Dagobert. C'est une roche très altérée à grain très fin qui, par altération, se transforme en kaolin. Dans l'exploitation de Tabou on voit que quelques bandes ont une stratigraphie Est-Ouest et qu'il existe, dans leur masse, des enclaves de roches vertes très altérées. On distingue le même phénomène dans la galerie Crépin de Dagobert. Ces laves ont imprégné les roches vertes et on voit des taches et de petites veinules blanchâtres au milieu de la roche basique couleur brun-chocolat.

L'autre catégorie de lave est plus ou moins verdâtre avec des parties fraîches très dures. Les phénocristaux de quartz et de feldspaths sont encore visibles à l'œil nu, ce qui permet aisément de déterminer la roche sur le terrain.

3° Description microscopique.

a) **Composition.**

Les laves sont constituées par les minéraux suivants :

Feldspaths, biotite, épidote, zoïsite, chlorite, séricite, calcite et les différents oxydes de fer.

Feldspaths. Les feldspaths sont du type orthose ou albite avec des macles polysynthéti-

ques très distinctes. Ils se présentent soit en phénocristaux, soit en petits cristaux dans la pâte de la roche.

Biotite. Elle se trouve dans la pâte de la roche, est très ferrugineuse avec un polychroïsme verdâtre, et très fréquemment chloritisée.Les phénocristaux sont rares.

Epidote, zoïsite. Ces minéraux sont soit secondaires et leur place se trouve alors à côté des feldspaths altérés ou dans les microfissures de la roche, associés avec du quartz néogène, soit produits par le métamorphisme de la roche.

Chlorite, séricite, calcite. Une grande partie des chlorites est formée par l'altération de la biotite tandis que la séricite se localise surtout dans les feldspaths altérés. La calcite, avec des macles polysynthétiques très distinctes, provient de l'altération des feldspaths.

b) **Structure.**

Les laves sont du type rhyolite. Leur structure est porphyrique avec des phénocristaux qui nagent dans une pâte microcristalline. Ces phénocristaux sont soit des feldspaths, soit des cristaux de quartz, isolés ou en groupe, avec interpénétration. Les macles polysynthétiques des feldspaths sont très nettes. Les phénocristaux de quartz ont une forme caractéristique de corrosion. Souvent la pâte autour est fluidale.

Bien que le verre soit absent, l'échappement des gaz a laissé par endroits beaucoup de vides et la roche est vacuolaire. Ces vides sont quelquefois remplis d'une association d'agrégats de quartz, feldspaths et épidote, dont l'ensemble a une forme plus ou moins sphérique ou elliptique. Il s'agit des rhyolites de la formation de Paramaca.

C. — Roches vertes

1° Extension géographique.

Les roches vertes ne couvrent qu'une petite partie de la surface. Elles se situent surtout entre la galerie Bézigue et la Montagne Brûlée, à 2 km au Nord environ de cette galerie.

A Dagobert, les différents travaux miniers montrent que ces roches se trouvent en association avec le granite et aussi avec des laves.

2° Description macroscopique.

C'est une roche mélanocrate très dure avec une cassure conchoïdale. Sa couleur varie de verdâtre, vert foncé jusqu'au noir. Des cristaux d'amphibole sont souvent visibles à l'œil nu et sont situés sur un fond plus ou moins microcristallin de couleur verdâtre pâle, ce qui permet de déterminer la roche sur le terrain. Les parties altérées sont transformées en une argile très ferrugineuse de couleur brunâtre chocolat.

3° Description microscopique.

a) **Composition.**

Au microscope la roche est constituée par les minéraux suivants : amphibole, épidote, zoïsite, chlorite, feldspaths et quelques cristaux de quartz.

Amphibole. Souvent la roche contient 80 % environ d'amphiboles, hornblende verte et actinote. La hornblende se présente avec ses clivages caractéristiques m m et avec un polychroïsme variant du vert jaunâtre au vert bleuâtre. Cette couleur bleuâtre du polychroïsme

se trouve probablement en relation avec le sodium situé dans le réseau cristallin de la hornblende.

Epidote, zoïsite. Ces minéraux sont toujours présents, avec un pourcentage variable mais quelquefois assez élevé, et la roche s'approche d'une épidotite.

Chlorites. Les chlorites sont secondaires et proviennent de l'altération des minéraux mélanocrates. Leur forme est fibreuse avec un polychroïsme variable du vert pâle, jusqu'au vert foncé. Leur biréfringence est assez basse.

Feldspaths. La roche contient très peu de feldspaths. Ils y figurent généralement en petits cristaux groupés, avec des macles polysynthétiques très distinctes. Il s'agit d'albite néocristallisée.

Quartz. Il y a peu de quartz. Son origine est secondaire et il se situe surtout dans les microfissures de la roche.

b) **Structure.**

Cette roche a une structure porphyroblastique. Les porphyroblastes sont de la hornblende verte et parfois de l'épidote. Ils se présentent soit en cristaux isolés, soit en groupe avec interpénétrations en éventail. Fréquemment, surtout au centre des porphyroblastes de hornblende verte, on distingue de petites parties de pyroxène non encore altérées. Le polychroïsme de la hornblende varie dans un même cristal, généralement plus bleuâtre vers l'extérieur. D'après ces critères, les amphiboles proviennenent du phénomène d'ouralitisation des pyroxènes. La pâte de la roche est microcristalline et montre une structure nématoblastique.

La roche a subi des efforts tectoniques et les microfissures sont remplies par des minéraux néogènes. Il nous semble que la roche primaire était une roche basique probablement de la famille des basaltes et qu'elle est métamorphisée. Ce sont les amphibolites de la formation de Paramaca.

D. — Diorites (hyléennes)

1° Extension géographique.

Elles se situent uniquement à côté du village Dagobert, affleurent sur les sommets des collines de Montagne d'Or et se prolongent vers l'Est.

2° Description microscopique.

a) **Composition.**

Cette roche est constituée par les minéraux suivants : feldspaths, amphiboles, quartz, biotite, épidote, chlorite, calcite, apatite, magnétite.

Feldspaths. La plus grande partie des feldspaths n'est pas altérée. Ils sont clairs avec des macles polysynthétiques très nettes. Les coupes perpendiculaires à g1 montrent une extinction à 20° ce qui correspond à l'andésine. Ils sont souvent zonés.

Amphiboles. La hornblende verte, avec les clivages caractéristiques m m = 124°, prédomine ; mais souvent la partie altérée se transforme en fibrolite, surtout actinote.

Quartz. Le quartz primaire allotriomorphe n'est pas rare. Il remplit les interstices entre les autres minéraux. Généralement son pourcentage dans la roche est relativement faible.

Biotite. Les cristaux de biotite existent sporadiquement. Ils ont un polychroïsme vif légèrement verdâtre. Par endroits ils sont transformés en chlorite.

Apatite, magnétite, pyrite. Minéraux idiomorphes, qui n'existent qu'en petite quantité.

Chlorite, séricite, calcite. Ce sont des minéraux secondaires qui proviennent de l'altération des amphiboles, biotite ou feldspaths.

b) **Structure.**

La roche a une structure grenue à grain moyen. La distribution des différents minéraux n'est pas homogène. Par endroits les amphiboles prédominent et ailleurs les feldspaths. Souvent de petits cristaux de feldspaths sont inclus dans les grands cristaux d'amphiboles, mais avec une orientation différente des macles. Les contacts des plagioclases avec les amphiboles montrent une corrosion, les contours sont irréguliers et on y distingue en plus le développement de petits cristaux d'épidote néogène.

La roche n'a pas subi d'efforts tectoniques et aucune trace de mylonitisation n'existe. Telle est la diorite hyléenne qui est formée antérieurement aux rhyolites et aux amphibolites de Paramaca.

TECTONIQUE

La carte géologique montre une chaîne granitique de direction NW. Le granite se localise au contact entre les laves et d'autres roches de la région.

Dans la galerie Bézique, les roches vertes ont la même direction NW et un pendage de 80° nord-est. Les laves à Sophie W ont également la même direction et leur pendage sud-ouest, variable, atteint au maximum 60°. Dans ce secteur on distingue souvent des microplis distants de quelques dizaines de centimètres.

Les laves du Sud et de l'Ouest ont fait obstacle au prolongement du granite tandis qu'au Nord il affleure en plusieurs petits pointements.

Il existe deux directions bien distinctes de cassures. La première est NW, la même que celle de la chaîne granitique ; et l'autre est N.NW. Très caractéristique de la région est l'absence complète de grandes cassures de plusieurs centaines de mètres de long. Au contraire il existe plusieurs systèmes de filonnets, de longueur variable, jusqu'à cent cinquante mètres au maximum. A cause de l'altération intense aucune faille n'est observable sur le terrain.

MÉTALLOGÉNIE

A. — Etude macroscopique

1° Place des filons.

Les filons sont généralement péribatholitiques, c'est-à-dire en bordure du corps granitique. Il existe une symétrie en ce qui concerne la distribution des filons sur la surface de la région. Ils se présentent en plusieurs systèmes plus ou moins parallèles, comme dans le secteur Gros Chantier, Tabou, Salomon et Dagobert. Ces systèmes se localisent de préférence dans les parties Nord et Ouest de la chaîne granitique, tandis qu'au Sud ils sont rares. Les filons se disposent soit comme des remplissages des diaclases du granite, soit au contact du granite avec d'autres roches de la région, soit encore entièrement dans les laves si le granite se présente comme un cryptobatholite.

2° Forme et caractéristiques des filons.

La forme et les caractéristiques des filons sont en relation avec les roches dans lesquelles ils sont situés. Dans la région de Sophie il existe généralement deux groupes de filons. Le premier se trouve en bordure du granite et le deuxième est péribatholitique.

a) *Les filons en bordure du granite.*

Filons Tabou : il existe deux filons principaux accompagnés d'un cortège de petits filonnets de quelques centimètres de puissance et d'une longueur ne dépassant pas une dizaine de mètres.

Les filons principaux ont la même direction que la chaîne granitique avec un pendage sud variable quelquefois jusqu'à 80°. Leur longueur ne dépasse pas 50 m et leur épaisseur est variable, avec succession de passages de quelques centimètres à 50 cm au maximum, donnant à l'ensemble la forme d'une boutonnière. Le cortège des petits filonnets dans la zone proche des filons principaux, est de forme très variable et capricieuse, vermiculaire, parallèle ou presque entrecroisée. Dans plusieurs cas ils se disposent en queue de cheval par rapport aux filons principaux.

Il est très caractéristique de voir qu'une grande partie des petits filonnets n'affleurent pas en surface, mais sont cachés dans la masse en bordure du granite. On observe d'ailleurs aisément ce phénomène dans le secteur Tabou où se trouve l'exploitation.

b) *Filons péribatholitiques du granite.*

Ces filons se présentent avec une longueur qui varie de 20 m à 150 m maximum. Leur épaisseur aussi est très variable, passant de quelques dizaines de centimètres à 1,5 m maximum.

Il faut noter l'absence de grands filons de plusieurs centaines de mètres ou d'un kilomètre, minéralisés en or. Au contraire il existe différents systèmes constitués par des filons et des filonnets plus ou moins parallèles et très discontinus ; à Gros Chantier, le système filonien a une longueur de 800 m environ.

3° Texture du quartz et des filons.

On distingue macroscopiquement deux espèces de quartz, l'un à texture saccharoïde et l'autre compact.

Le quartz saccharoïde est très pulvérulent et on peut le transformer facilement en sable avec les mains. Il est caractéristique que la dimension des grains qui proviennent de cette espèce de quartz est à peu près la même. Ce quartz est soit blanc laiteux, soit, ce qui est plus fréquent, jaune brunâtre par infiltration d'oxydes de fer.

Le quartz compact est dur, blanc laiteux et rarement coloré.

Les différents filons comportent ces deux espèces de quartz. Leur place dans un même filon est très variable, soit qu'ils se mélangent, soit qu'ils prédominent l'un sur l'autre. Dans le cas où le quartz saccharoïde prédomine, le quartz compact forme de petits noyaux discontinus dans le filon même. Dans le cas inverse, le quartz saccharoïde se trouve en petites plaques suivant les salbandes du filon.

Les filons Gros Chantier, ont souvent une texture légèrement bréchiforme. On y distingue de petites brèches à blocs de quelques centimètres, de forme irrégulière et de couleur verdâtre. Ces brèches sont formées par de petites parties des roches encaissantes, tombées dans la cassure ouverte, avant son remplissage par du quartz minéralisé en or.

Par endroit, comme dans les secteurs Tabou et Dagobert, les filons se présentent avec une stratification. Dans ce cas, les filons sont constitués par plusieurs placages de quartz de quelques centimètres d'épaisseur, séparés l'un de l'autre par de petits plans argileux d'un centimètre d'épaisseur environ. Ces plans présentent une symétrie et ont la même direction que le filon. D'après cette symétrie, on peut penser que ce phénomène provient de venues successives de quartz à intervalles de temps, pendant le remplissage de la cassure.

D'autre part, le quartz saccharoïde étant friable, les phénomènes dynamiques ont eu une

forte intensité. Presque tous les filons sont très écrasés, par endroits broyés, avec des fissures irrégulières remplies par des matériaux secondaires, principalement de l'argile souvent manganésifère.

Enfin on peut signaler encore du quartz géodique avec des cristaux presque idiomorphes remplissant sporadiquement différents petits vides.

B. — Etude microscopique

L'examen de polissages nous a permis de trouver les différentes paragénèses accompagnant cette métallogénie de l'or, ainsi que les différentes phases chronologiques du remplissage des filons aurifères.

Les paragénèses.

a) *Pyrite.* La pyrite est jaune pâle et par endroits présente une faible anisotropie. On distingue trois phases chronologiques de cristalllisation.

La première est antérieure à tous les autres minéraux. C'est une pyrite plus ou moins idiomorphe apportant presque toujours de l'or libre dans la masse. Elle a subi les forces tectoniques et les cristaux sont brisés, avec une structure cataclastique. Ensuite les microfissures ont été remplies par l'or (phase plus tardive), ou par du quartz, ou encore par d'autres minéraux comme blende et galène. Parfois la même microfissure a été remplie successivement par les minéraux précédents.

La deuxième phase de la pyrite est arrivée en même temps que la phase aurifère principale, surtout après la cristallisation du quartz saccharoïde. C'est une pyrite idiomorphe avec de l'or libre sous forme de micropépites dans la masse. Ses cristaux ne sont pas brisés.

Enfin la troisième phase est une pyrite finale, recristallisée, ayant rempli les différentes géodes. Elle est idiomorphe, librement cristallisée, avec des cristaux interpénétrants.

b) *Quartz.* Comme nous l'avons déjà dit, le quartz se présente avec deux structures tout à fait différentes.

L'examen de lames minces de la curieuse structure saccharoïde montre que ce quartz est constitué par une association de cristaux ayant à peu près les mêmes dimensions. Ces cristaux sont presque indépendants les uns des autres et leurs limites sont bien distinctes. Les vides microscopiques laissent penser qu'il y a eu un lessivage après leur cristallisation. Ces cristaux ne montrent aucune préférence au point de vue orientation optique. Ce quartz a cristallisé pendant les mouvements tectoniques survenus après cristallisation de la pyrite et de l'or de la première phase.

On constate que cette structure est indépendante des différentes roches encaissantes des filons. Par conséquent c'est un phénomène général et non pas local. Jusqu'à présent il nous semble que, outre les conditions physico-chimiques, les mouvements tectoniques ont joué un rôle primordial pour cette structure.

Le quartz compact a cristallisé dans une phase tardive.

On remarque souvent au microscope que ces deux structures passent de l'une à l'autre progressivement. Ces deux espèces de quartz ont la même origine, ils suivent les mêmes phénomènes métallogéniques mais les phases chronologiques et les conditions de leur cristallisation sont simplement différentes. La structure saccharoïde est très importante au point de vue économique parce que ce quartz joue le rôle d'une « éponge » et a absorbé la plus grande partie de l'or.

c) *Or.* Les cristaux d'or, examinés sur les sections polies, sont d'un jaune variable sui-

vant la teneur en argent et, en raison de leur faible dureté, de la qualité du polissage. L'or se présente avec deux phases différentes de cristallisation. La première est contemporaine de la première phase de la pyrite. La deuxième phase, qui est la plus importante, a débuté avant la fin de la cristallisation du quartz saccharoïde, et s'est poursuivie jusqu'à la fin du quartz compact ; mais la plus grande partie de l'or est arrivée au début de cette deuxième phase.

Plusieurs cristaux d'or sont englobés par des minéraux tels que blende et galène. La plus grande partie de l'or est localisée soit entre les contacts de quartz saccharoïde, soit comme remplissage de leurs vides. Sa forme est très variable et il se présente soit en microveinules isolées parcourant les contacts des cristaux, soit en micropépites qui finissent parfois en plusieurs microveinules en forme d'éventail. Il existe également quelques petits cristaux isolés dans la masse du quartz saccharoïde.

d) *Chalcopyrite.* La chalcopyrite se présente de deux façons.

La première se situe dans le quartz sous forme de quelques cristaux isolés irréguliers et surtout sous forme de microveinules parmi les cristaux de quartz saccharoïde. Cette chalcopyrite est jaune légèrement foncé, anisotrope et polarise nettement avec des nuances bronze et bleu clair. Les cristaux contiennent souvent des inclusions de quartz et parfois d'or. Sa place montre qu'elle a cristallisé après la plus grande partie de l'or.

La deuxième espèce de chalcopyrite est plus tardive et se trouve uniquement dans les cristaux de blende. Sa forme est très curieuse, elle se présente en vermicules orientés, en cristaux isolés ou encore en microveinules bien orientées. La plus grande partie de la chalcopyrite suit les symétries des cristaux de blende et montre que ces deux minéraux ont cristallisé presque ensemble.

e) *Blende.* Il est très caractéristique de voir qu'elle contient presque toujours des inclusions de chalcopyrite, ce qui prouve qu'elle a cristallisé à une température relativement élevée et par conséquent n'est pas une blende concrétionnée de basse température. De plus sa place par rapport aux autres minéraux montre qu'elle a cristallisé après la chalcopyrite de la première phase et avant la galène. La blende a une couleur grise légèrement bleutée (isotrope avec réflexion interne brun-acajou), montrant qu'il existe un assez grand pourcentage de fer dans son réseau cristallin.

L'attaque à l'acide NO^3H.1/7 fait apparaître au bout de 40 secondes des macles polysynthétiques. D'autre part, le réactif Montéqui donne des cristaux opaques, en forme de croix, caractéristiques du Zn.

f) *Galène.* Ce minéral a cristallisé après la blende. On distingue souvent des cristaux de blende, cimentés par de la galène. On observe le même phénomène pour d'autres minéraux comme la chalcopyrite, la pyrite et l'or.

Elle se présente avec les propriétés optiques suivantes : couleur légèrement rosâtre par rapports aux minéraux blancs ; isotropie ; assez bon poli avec fines stries et rayures ; formation très constante de petites figures d'arrachement triangulaires alignées.

C. — Phénomènes secondaires

La forte altération, résultant du climat, transforme les différents minéraux ou quelquefois les fait disparaître complètement. Nous avons observé ce qui suit :

Chalcopyrite. La chalcopyrite se transforme en covelline, chalcosine et différents oxydes de fer. Dans cet enrichissement on distingue deux stades. Dans le premier, des cristaux de covelline en forme de plumes se développent dans les microcraquelures de la chalcopyrite. Dans le deuxième stade, on distingue dans les craquelures un plus large développement des cristaux de covelline-chalcosine avec parfois mélange des différents oxydes de fer.

REGION SOPHIE

REPARTITION DES DIRECTIONS DE FILONS

Nombre total de filons = 23

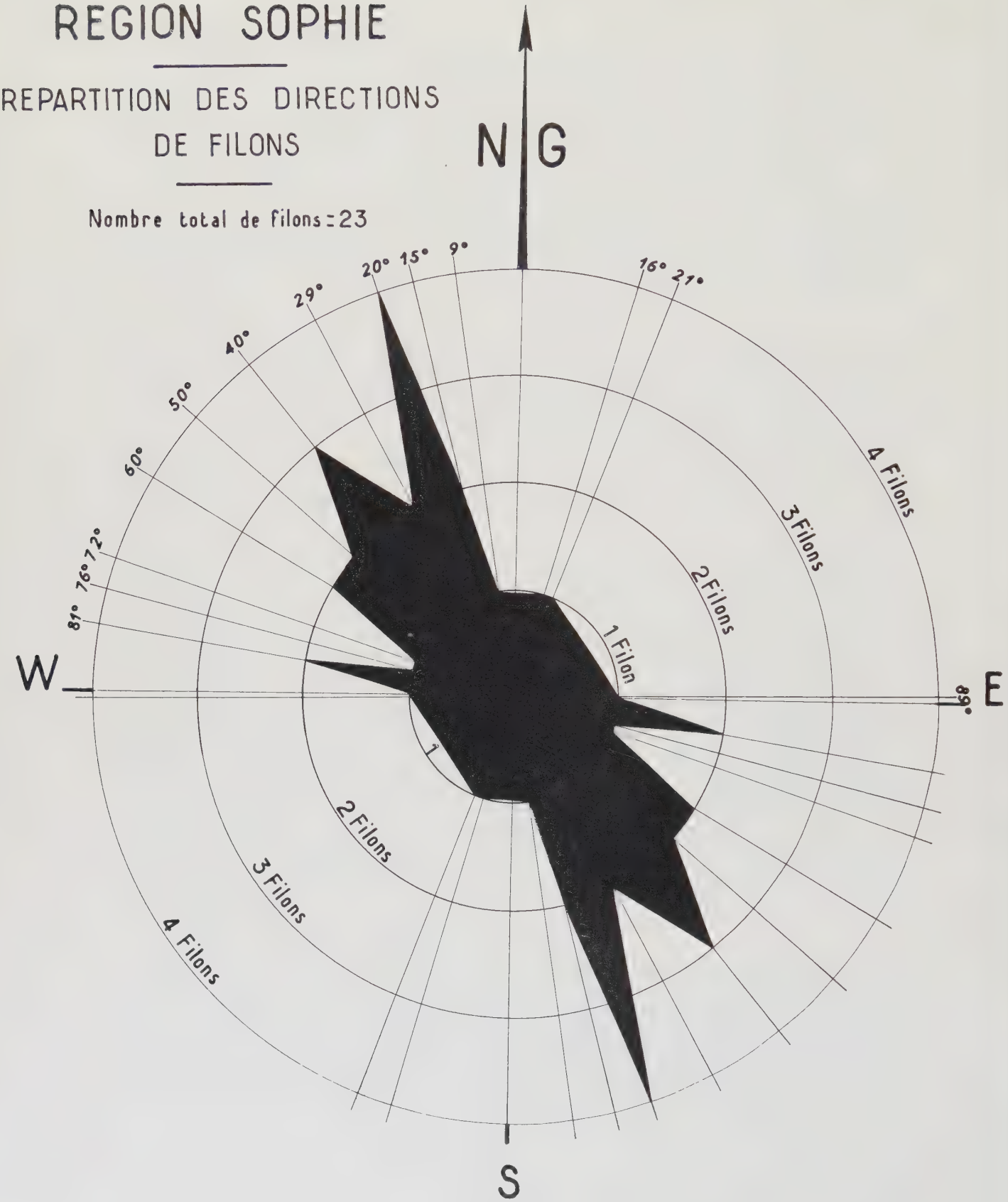


Fig. 18

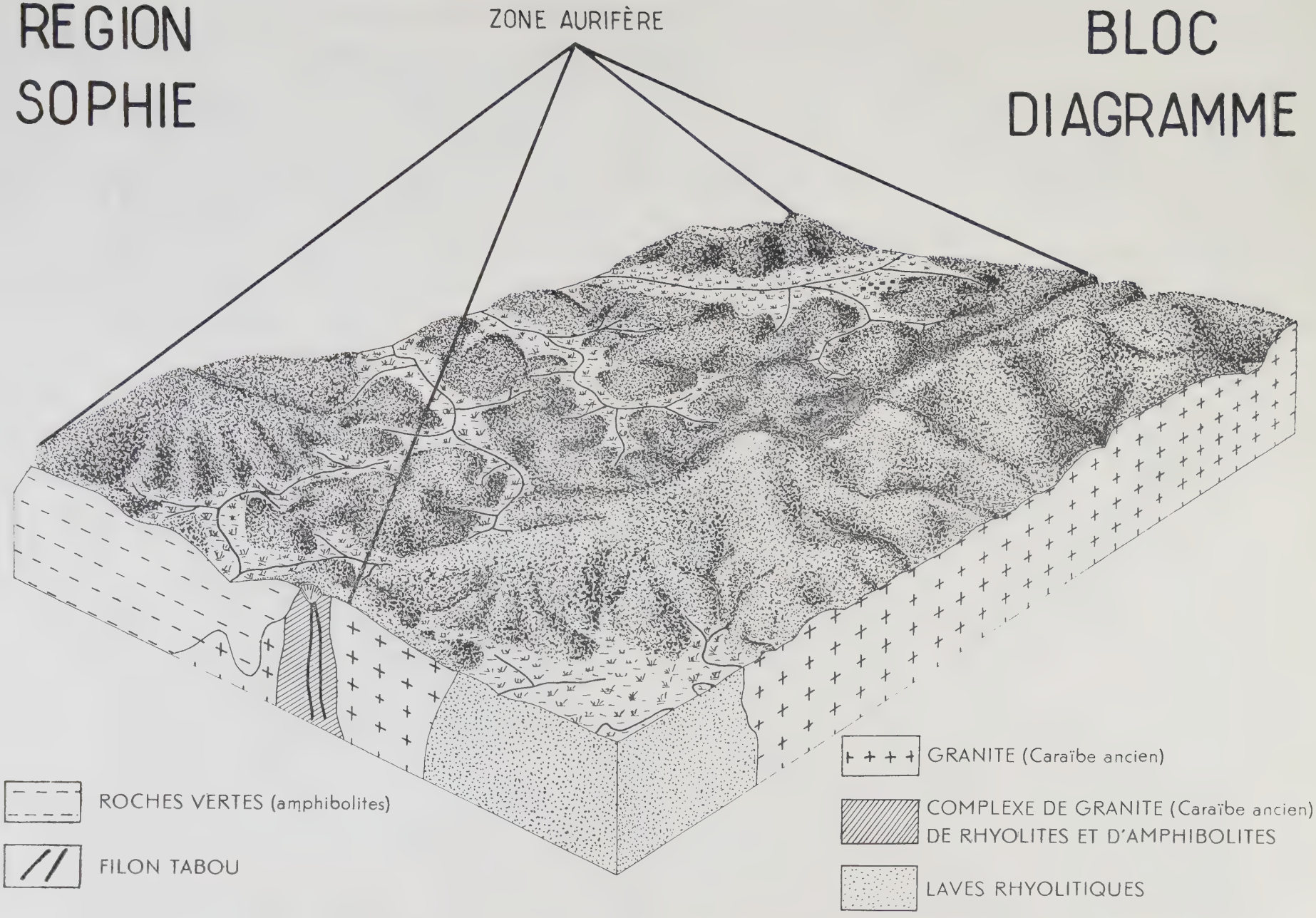

RÉGION
SOPHIE
ZONE AURIFÈRE
BLOC
DIAGRAMME
ROCHES VERTES (amphibolites)
FILON TABOU
GRANITE (Caraïbe ancien)
COMPLEXE DE GRANITE (Caraïbe ancien)
DE RHYOLITES ET D'AMPHIBOLITES
LAVES RHYOLITIQUES

Fig. 19

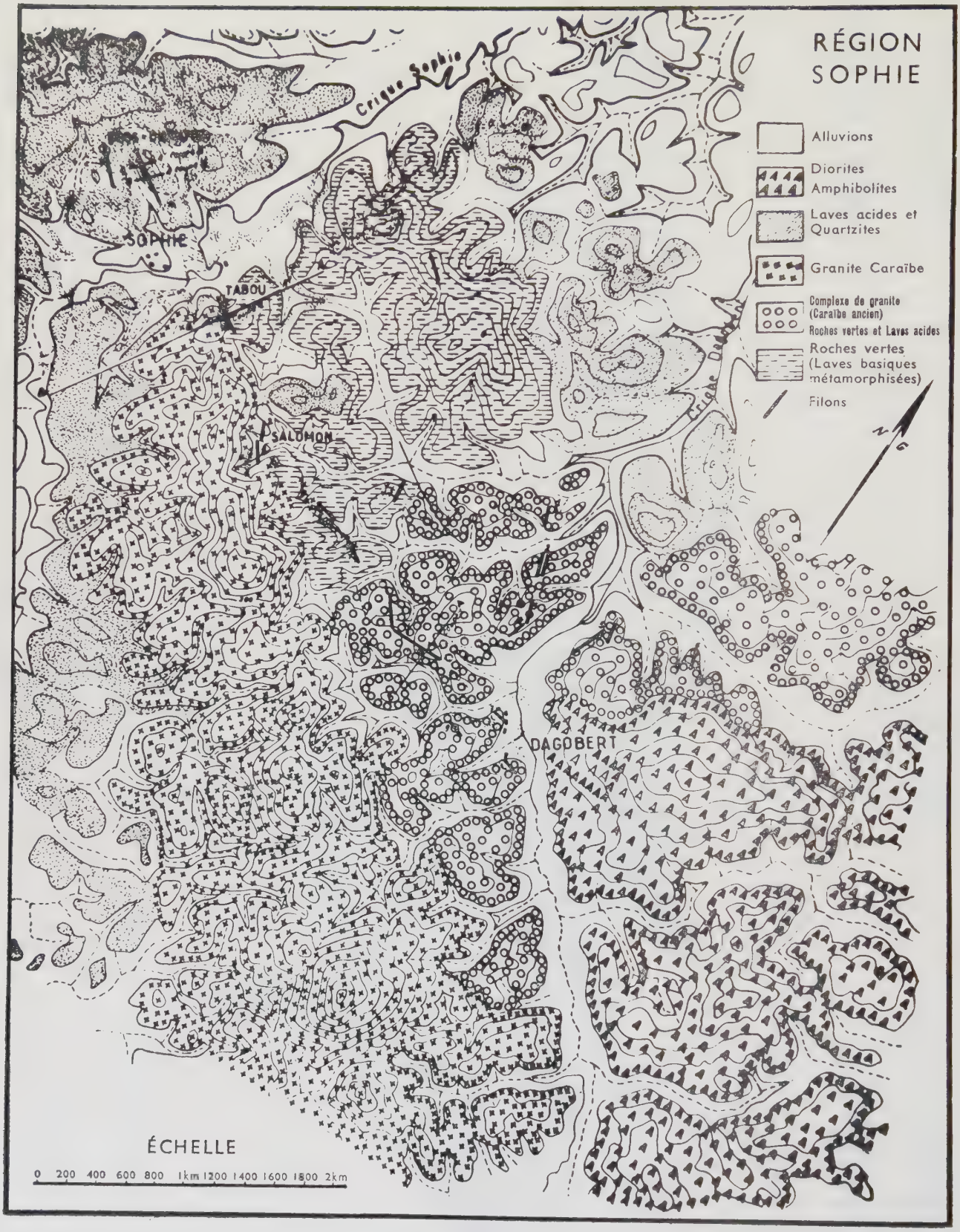

RÉGION
SOPHIE
Alluvions
Diorites
Amphibolites
Laves acides et
Quartzites
Granite Caraïbe
Complexe de granite
(Caraïbe ancien)
Roches vertes et Laves acides
Roches vertes
(Laves basiques
métamorphisées)
Filons
SOPHIE
TABOU
SALOMON
DAGOBERT
ÉCHELLE
0 200 400 600 800 1km 1200 1400 1600 1800 2km

Fig. 20

Pyrite. Comme on le sait, la pyrite s'altère très facilement en différents oxydes.

Macroscopiquement on voit souvent des cristaux de pyrite altérés dans le quartz saccharoïde. Ces cristaux sont englobés dans plusieurs auréoles limonitiques de couleurs différentes passant progressivement de brunâtre à jaunâtre en s'éloignant du centre.

Au microscope, la limonite se présente avec une structure maillée et quelquefois il reste des traces de cristaux de pyrite pas encore altérés.

Cette ambiance limonitique est souvent aurifère et les cristaux d'or se présentent sous les deux formes suivantes :

a) De petits cristaux vermiculaires sous forme de poussières formant des micro-zones dans le cristal de pyrite altéré. Cette forme vermiculaire se trouve probablement en relation avec l'attaque de l'or par le sulfate ferrique et l'acide sulfurique provenant de l'altération de la pyrite.

b) Des micropépites dans la pyrite altérée avec des cristaux toujours corrodés.

Ce phénomène secondaire d'enrichissement des filons en or, provenant de l'altération de la pyrite, est important au point de vue économique dès que la concentration en pyrite a été suffisante.

Blende-galène : Nous n'avons pas de minéraux secondaires provenant de leur altération.

D. — Conclusions

La température d'éclatement des inclusions fluides est 200°-300°C.

Comme nous l'avons vu, cette métallogénie aurifère est accompagnée par les paragénèses : tourmaline (en trace), pyrite, chalcopyrite, blende et galène.

D'une part, la tourmaline qui se trouve en trace et en petits cristaux associés souvent avec l'or, d'autre part la galène et la blende avec leurs nombreuses inclusions de chalcopyrite et l'absence complète de structures concrétionnées, montrent que cette cristallisation n'a pas été réalisée à basse température.

Pendant le remplissage, les épontes des roches encaissantes ont subi un léger métamorphisme. Ce phénomène est encore plus net dans les brèches cimentées par le quartz aurifère. L'étude de ces brèches montre l'existence de biotite abondante transformée ensuite en chlorite par altération. Si l'on résume toutes les observations macroscopiques et microscopiques, on voit que les filons aurifères du granite proviennent du granite caraïbe ancien de la région. Ceci est démontré par la continuité plus ou moins régulière des filons depuis les roches encaissantes jusqu'au granite, où ils finissent à la bordure par des filonnets vermiculaires, isolés, sans continuité, n'affleurant pas.

II) Région de Saint-Elie

APERÇU GÉOGRAPHIQUE

La région de Saint-Elie se situe dans le Haut-Sinnamary, à une distance de 60 km en ligne droite de la côte et 32 km au Sud de la crique Tigre (*cf.* carte, p. 88).

La Société de Saint-Elie a fondé une exploitation minière dans cette région et actuellement les 80 habitants du village continuent d'exploiter l'or par orpaillage. La piste, doublée

d'une voie ferrée qui conduit à Saint-Elie, part du débarcadère de Gare Tigre (ou Saint-Nazaire) situé sur la crique Tigre.

MORPHOLOGIE

La région est couverte entièrement par la forêt. Elle est constituée par des collines de formes plus ou moins arrondies et dont la pente atteint parfois 50 %. Ces collines sont séparées par des criques qui, en partie, tarissent pendant la période de sécheresse. Les plus importantes de la région sont les criques Saint-Elie, Sable, Pactole, Madeleine et Saint-Auguste. Les photos aériennes montrent que le granite a un relief particulier. Le réseau hydrographique est constitué par de petites mailles régulières. La pente est faible et les arbres de taille médiocre. Par contre les régions où affleurent les différentes laves et les amphibolites montrent des mailles plus larges et irrégulières, des collines aux pentes abruptes portant une forêt puissante.

PÉTROGRAPHIE

La région est constituée par les formations suivantes :

A) Granite (caraïbe ancien).

B) Amphibolites.

C) Laves métamorphisées (rhyolites).

A. — Granite

1° Extension géographique.

Le granite couvre soit des zones d'étendue limitée où il affleure dans le secteur « Devis » et dans les criques : Sable, Pactole, Giraud, Paul et Saint-Elie, soit des zones dans lesquelles il est associé aux roches encaissantes. Comme le montre la carte géologique, ces zones sont situées, l'une entre Dieu-Merci et Devis, l'autre au Nord de Courages.

2° Description macroscopique.

Ce granite est tout à fait analogue à celui de la région de Sophie. Il est constitué par des cristaux de taille moyenne, non orientés. A la loupe on voit des feldspaths de couleur blanchâtre, rarement rosâtre. Les feuillets de biotite sont parfois transformés en chlorite.

Dans le cas où le granite a un contact avec des amphibolites ou encore s'il est légèrement injecté (ceci est visible au Sud de Devis), les cristaux sont relativement fins. D'autre part, il est très frappant que dans les parties altérées du granite les différents oxydes de fer soient disposés en zones circulaires ou elliptiques. Ceci est en relation avec le mode d'altération. Le quartz est toujours abondant dans l'arène granitique, ce qui n'est pas le cas pour les laves altérées.

3° Description microscopique.

a) **Composition.**

Les minéraux essentiels de la roche sont : les feldspaths, la biotite, le quartz. Les minéraux accessoires comprennent : muscovite, apatite, zircon et magnétite. On dénombre les minéraux d'altération suivants : épidote, zoïsite, chlorite, séricite et calcite.

Feldspaths. Ce sont le microcline et l'albite (An 10 %) en pourcentage presque égal. Les feldspaths zonés, toujours présents, contiennent 30 % d'anorthite dans leurs zones internes.

Biotite. Il s'agit de lépidomélane, dont le polychroïsme est très fort :

Ng = brun.
Np = jaunâtre.

Quartz. Le quartz primaire, allotriomorphe, est assez abondant.

Apatite, zircon, muscovite. Ces minéraux existent en très petites quantités : l'apatite et le zircon idiomorphes sont inclus dans les feldspaths, dans la biotite ou encore dans le quartz.

Epidote, zoïsite, chlorite, séricite, calcite. Tous ces minéraux sont secondaires et proviennent par altération, des feldspaths et des biotites. Ils sont abondants dans le cas où la roche est altérée.

b) **Structure.**

La roche a une structure grenue, holocristalline. Les feldspaths sont perthitisés et, au contact des cristaux, la corrosion provoque souvent la formation de myrmékite caractéristique. Le centre des feldspaths zonés est toujours altéré tandis que la périphérie reste presque intacte. Les feldspaths zonés montrent encore qu'il existe un changement de condition pendant la cristallisation de la roche. Le quartz est toujours allotriomorphe et il remplit les interstices entre les autres minéraux. La roche est très mylonitisée ; fréquemment les clivages et les macles sont plissés, quelquefois les cristaux sont complètement brisés. Les différentes microfissures sont remplies par des minéraux secondaires et parfois par quelques cristaux d'albite néoformée. Il s'agit d'un granite écrasé.

4° Analyses chimiques.

Tableau VII

	N° 1	N° 2
SiO_2	76,02	76,09
TiO_2	0,30	0,25
Al_2O_3	12,57	13,85
Fe_2O_3	1,13	0,49
FeO	1,07	1,01
MnO	0,04	0,01
MgO	0,30	0,21
CaO	0,88	0,99
Na_2O	3,50	3,77
K_2O	3,15	2,85
P_2O_5	0,05	0,01
H_2O^+	0,48	0,55
H_2O^-		0,07
	99,49	100,15

Tableau VII (suite)

Composition virtuelle

	N° 1	N° 2
Q	41,58	41,04
Or	18,34	16,68
Ab	28,87	30,97
An	3,89	4,72
$Al_2 O_3$	2,00	3,06
$Mg SiO_3$	0,7	0,50
$Fe SiO_3$	1,45	1,45
Ma	1,62	0,69
Ilm	0,60	0,45
Ap	1,09	0

Paramètres de Lacroix

N° 1.....	1	3′	(1) 2	3 (4)
N° 2.....	1	3′	(1) 2	(3) 4

Paramètres de Niggli

	si	al	fm	c	alk
N° 1.....	484	46,90	13,80	5,30	33,80
N° 2.....	468	50,60	9,70	6,30	33,20

Analyse M. Patureau, lieux de prélèvements Saint-Elie.

5° Bordure du granite et phénomènes de contact.

En examinant la bordure du granite et plus généralement l'ensemble de la région, on voit que les pegmatites et aplites sont complètement absentes. D'autre part, la mise en place du granite a influencé les roches encaissantes et a provoqué localement un métamorphisme de contact. L'intensité du métamorphisme varie d'un point à l'autre. On observe ce phénomène dans le secteur situé au Sud de Devis, Dieu-Merci et dans le secteur Babinsky.

a) *Sud Devis.*

Sur le front d'une falaise on voit que le granite est légèrement injecté dans les amphibolites et forme de petits filonnets irréguliers englobant des parties d'amphibolites. On peut également observer de petits blocs granitiques isolés dans les amphibolites. Malheureusement une altération importante ne permet pas de voir le degré de métamorphisme.

b) *Babinsky.*

Dans ce secteur, il n'y a pas d'affleurement de granite, cependant l'étude de sondages profonds de 100 m montre localement une concentration anormale de biotite, tourmaline, épidote. Ces minéraux laissent penser qu'ils proviennent du métamorphisme du granite qui se présenterait dans ce secteur sous la forme d'un cryptobatholite.

c) *Dieu-Merci.*

Dans ce secteur le granite et les roches encaissantes ne sont pas altérées. Au microscope, on voit que les parties des roches qui sont très près du granite sont constituées principalement par des cristaux idiomorphes de hornblende verte, d'épidote et de biotite. Souvent, ces minéraux présentent une structure pœciloblastique. Par contre si on s'éloigne du granite, la roche devient une lave à structure porphyrique caractéristique.

B. — Laves métamorphisées

1° Extension géographique.

Les laves couvrent la plus grande partie de la surface de la région. Toutes les collines dans les secteurs Babinsky et Sud de Devis et presque toutes dans le secteur Dieu-Merci, sont constituées par cette formation.

2° Description macroscopique.

La roche présente une texture schisteuse. Elle est mésocrate avec des passages leucocrates. Lorsqu'elle n'est pas altérée, on voit parfois à l'œil nu des porphyroblastes d'amphibole. Les parties altérées sont transformées en une argile de couleur chocolat qui donne une arène à quartz très fin et peu abondant.

3° Description microscopique.

a) **Composition.**

Les minéraux constituants sont : amphiboles, feldspaths, quartz, épidote, zoïsite, chlorite, séricite et calcite.

Amphiboles. Il s'agit de hornblende verte et localement d'actinote. La hornblende présente les deux clivages et parfois a la forme fibrolitique.

Feldspaths. Les feldspaths sont du type albite (An 10 %) et forment des phénocristaux.

Quartz. Parfois ce minéral prédomine.

Biotite. La biotite se présente en forme de petits cristaux fréquemment associés aux amphibolites. Par endroits ce minéral prédomine et son polychroïsme est très fort.

Epidote, zoïsite. Ces deux minéraux sont associés fréquemment avec le quartz et les amphiboles, et cristallisent parfois dans les microfissures de la roche.

Chlorite, calcite. Ce sont des minéraux secondaires et ils se localisent surtout dans les microfissures.

b) **Structure.**

La roche a une structure schisteuse nématoblastique qui devient localement porphyroblastique. Les porphyroblastes sont la hornblende verte, l'épidote et le quartz. Souvent les cristaux forment des groupements.

Les feldspaths sont : soit des petits cristaux néo-cristallisés sous l'influence du métamorphisme, soit d'anciens phénocristaux et, dans ce dernier cas, ils sont toujours altérés en séricite. Dans l'ensemble la composition minéralogique de la formation est très variable d'un point à l'autre. Ces roches ayant subi des efforts tectoniques sont très mylonitisées.

D'après la composition minéralogique actuelle la roche primaire était une lave acide du type rhyodacite qui a subi le métamorphisme général et localement le métamorphisme de contact du granite.

C. — Amphibolites

1° Extension géographique.

Ce type couvre une petite surface immédiatement au Sud du secteur Devis.

2° Description macroscopique.

La roche est mélanocrate dure et massive. Les cristaux ne sont pas orientés et ont une dimension atteignant 1 cm ; dans ce cas on voit à l'œil nu les porphyroblastes d'amphibole et on peut reconnaître la roche sur le terrain. Du fait de l'altération elle se tranforme en une argile de couleur chocolat dépourvue de quartz

3° Description microscopique.

a) **Composition.**

Elle est constituée principalement par des amphiboles avec une faible quantité de feldspath, biotite, chlorite, épidote et calcite.

Amphiboles. La hornblende verte prédomine avec quelques petits cristaux d'actinote.

Feldspaths. Ce sont de petits cristaux en baguette du type labrador-andésine.

Biotite. Les cristaux sont souvent associés à la hornblende verte.

Epidote, chlorite. Une partie de ces minéraux provient de l'altération des feldspaths et des minéraux mélanocrates.

Calcite. Elle se trouve en très petite quantité et provient de l'altération des feldspaths.

b) **Structure.**

La roche présente une structure à grain moyen et passe localement à la structure porphyroblastique. Le minéral prédominant de la roche est la hornblende verte. Les cristaux ont parfois la forme fibrolitique. Les feldspaths, lorsqu'ils sont au contact de la hornblende, ont leur contour dentelé. La biotite est la plus abondante quand la roche se situe tout près du granite, ce qui indique son origine. Souvent elle englobe dans sa masse de petits cristaux de hornblende.

La roche a subi des efforts tectoniques et les cristaux sont souvent brisés.

L'allure de la formation et la composition minéralogique actuelle montrent que la roche primaire était probablement un gabbro ou un basalte qui a subi le métamorphisme général auquel s'est superposé un léger métamorphisme de contact dû à la mise en place du granite.

TECTONIQUE

La situation du granite par rapport aux roches encaissantes montre *qu'il ne s'est pas mis en place avec un grand refoulement.*

D'autre part, sa forme en petites coupoles, récemment mises à jour par l'érosion, laisse penser que nous sommes sur la partie extérieure d'un grand batholite. Comme on le voit sur la carte géologique de la région (FIG. 23, p. 88), ce granite forme deux alignements bien distincts, le premier de direction N-S et le deuxième NW-SE. Il est très caractéristique que les différentes cassures minéralisées en quartz aurifère (Devis, crique Sable, Babinsky et Dieu-Merci) aient les mêmes directions et il existe dans l'ensemble une correspondance. Les laves montrent parfois une direction N-S. A cause de l'érosion intense, aucune faille n'est observable sur le terrain.

MÉTALLOGÉNIE

A. — ETUDE MACROSCOPIQUE

1° PLACE DES FILONS.

Les filons sont localisés dans le granite même, comme on le voit dans le secteur Devis, au voisinage du contact du granite et des roches encaissantes (filons de Dieu-Merci) ou enfin tout près du granite et entièrement dans les laves (secteur Babinsky).

Ces filons sont du type péribatholitique.

2° FORME ET CARACTÉRISTIQUES DES FILONS.

La forme et les caractéristiques des filons sont variables d'un point à l'autre de la région.

a) **Filon Devis.**

Il existe trois filons principaux d'une longueur de 150 m environ chacun et d'une épaisseur qui ne dépasse pas 1,50 m. Leurs directions sont N.NW et W.NW. Localement leur forme est en chapelet. D'autre part de nombreux petits filonnets de quelques centimètres d'épaisseur et d'une longueur ne dépassant pas une dizaine de mètres constituent un système de filonnets plus ou moins parallèles et capricieusement disposés. Leur forme est nettement sinueuse et ils ont une direction générale W.NW. Tous les filons dans le secteur Devis sont entièrement dans le granite et ne se prolongent pas dans les roches encaissantes.

b) **Filons Babinsky.**

Ils ont la forme de boutonnières. La puissance des élargissements dépasse 3 mètres et ils sont reliés par de nombreux filonnets de 5 cm d'épaisseur.

c) **Filons Dieu-Merci.**

Ce sont des filons normaux de 40 cm d'épaisseur et d'une longueur de 50 m environ ; leur direction est N.NW et localement ils ont suivi la schistosité des laves métamorphisées.

Les petits filonnets dans la bordure du granite sont peu nombreux.

3° Caractéristiques du quartz.

Les quartz présente deux structures bien distinctes. Le quartz saccharoïde est tout à fait analogue à celui de la région de Sophie ; très friable, il se transforme facilement en sable à grain moyen. Le quartz compact est laiteux et rarement transparent. Les différents filons de la région comportent ces deux structures ; et souvent dans le même filon l'une prédomine par rapport à l'autre.

B. — Etude microscopique

Les examens de polissages nous permettent de trouver les différentes paragénèses et la série chronologique du remplissage des filons de la région.

Paragénèse.

a) *Tourmaline.* La tourmaline se trouve en traces et en petits cristaux isolés dans le quartz ou parfois en groupes de plusieurs cristaux. Elle se présente avec un fort polychroïsme.

Ng = jaunâtre.
Np = brun sombre.

A cause des phénomènes dynamiques les cristaux sont brisés et les microfissures sont remplies de quartz et parfois de pyrite aurifère. C'est le minéral qui a cristallisé le premier.

b) *Pyrite.* La pyrite présente deux générations. La première consiste en une pyrite aurifère qui a cristallisé en plus grande partie après le quartz saccharoïde. Les cristaux sont souvent idiomorphes, généralement petits. Dans quelques cas, ils atteignent 5 cm. A cause des phénomènes dynamiques, ils sont brisés et les microfissures sont remplies de quartz, de chalcopyrite et d'or.

La deuxième génération est formée par la pyrite néocristalline qui se localise dans quelques petits géodes. Elle est peu abondante.

c) *Or.* La place de l'or par rapport au quartz et aux autres minéraux est très variable. Bien que l'on observe souvent de petits cristaux idiomorphes dans les cristaux de quartz saccharoïde, la majeure partie se localise au contact de ces cristaux. Dans ce cas il se présente en microveinules et englobe souvent les différents débris situés entre ces cristaux ; ceci montre que la plus grande partie de l'or est arrivée après le quartz saccharoïde.

Sa place par rapport à la pyrite est aussi variable ; on observe des cristaux d'or isolés dans la masse même de la pyrite, ou localisés au contact de la pyrite et du quartz compact. Il remplit parfois des microfissures de la pyrite, ce qui montre qu'il a cristallisé après elle dans ce cas.

d) *Chalcopyrite.* La chalcopyrite se trouve en très petite quantité. Les cristaux sont petits, isolés dans le quartz compact, ou encore ont rempli des microfissures de la pyrite. La chalcopyrite a donc cristallisé après la pyrite. Elle est jaune laiton et polarise nettement dans les teintes bleuâtres.

e) *Arsénopyrite.* L'arsénopyrite se trouve en petits cristaux isolés dans le quartz compact. Sa couleur est jaune, plus blanchâtre que celle de la pyrite et sa vive polarisation permet de la distinguer facilement. Bien qu'elle ne soit pas en contact avec les autres minéraux, il est probable qu'elle a cristallisé avant la pyrite.

f) *Galène.* La galène se trouve en petits cristaux, dans des cristaux d'anglésite. Bien que

nous n'ayons pas trouvé sa relation avec les autres minéraux il est probable que ce minéral a cristallisé en dernier comme on l'observe dans la région de Sophie.

g) *Quartz.* Au microscope, le quartz saccharoïde, tout à fait analogue à celui des régions de Sophie, se présente sous forme de petits cristaux presque isolés les uns par rapport aux autres. Leur contact est souvent courbé et parfois dentelé. Optiquement les cristaux ne sont pas orientés. A cause des phénomènes dynamiques ils sont parfois brisés et on observe de petits débris au contact des cristaux.

Le quartz compact dans le cas où il est brisé montre nettement la structure esquilleuse et diffère nettement de la structure saccharoïde. Le passage continu d'une structure à l'autre laisse penser que le quartz dans ces deux structures a la même origine, mais avec une différence en ce qui concerne le mode de cristallisation.

C. — Phénomènes secondaires

Les différents minéraux se sont transformés par altération en d'autres minéraux plus stables. Nous avons observé les transformations suivantes :

1) *Chalcopyrite.* Elle se transforme fréquemment en covelline, chalcosine et différents oxydes de fer.

2) *Pyrite.* Elle donne de la gœthite. Dans le cas où la pyrite était aurifère, on voit dans la gœthite des cristaux d'or et de la pyrite non encore altérée. L'or y est sous la forme de microfilons. Il présente ces mêmes formes dans les cristaux de pyrite qui ne sont pas encore transformés en gœthite.

3) *Galène.* Elle se transforme fréquemment en anglésite.

D. — Distribution de l'or alluvionnaire

La morphologie de la région ne permet pas une grosse concentration de l'or dans un seul bassin ; l'or alluvionnaire est distribué dans les différentes criques qui sont situées au voisinage du granite et des filons aurifères, principalement dans les criques Saint-Elie, Sable, Dieu-Merci et leurs affluents : toutes ces criques sont exploitées par des orpailleurs. La teneur est variable d'un point à l'autre. La partie de la crique Saint-Elie qui se situe tout près du granite Devis aurait donné 25 g d'or par batée.

Les éluvions sur les pentes du granite, comme on le voit dans le secteur Devis, sont également aurifères et une partie était exploitée par la Société Saint-Elie. Actuellement les orpailleurs continuent cette exploitation.

E. — Conclusions

a) La température des éclatements des inclusions fluides est de 150° à 250°C.

b) Les filons se situent dans le granite même, au contact et encore dans les roches encaissantes à proximité immédiate du granite. Dans l'ensemble, les filons sont péribatholitiques.

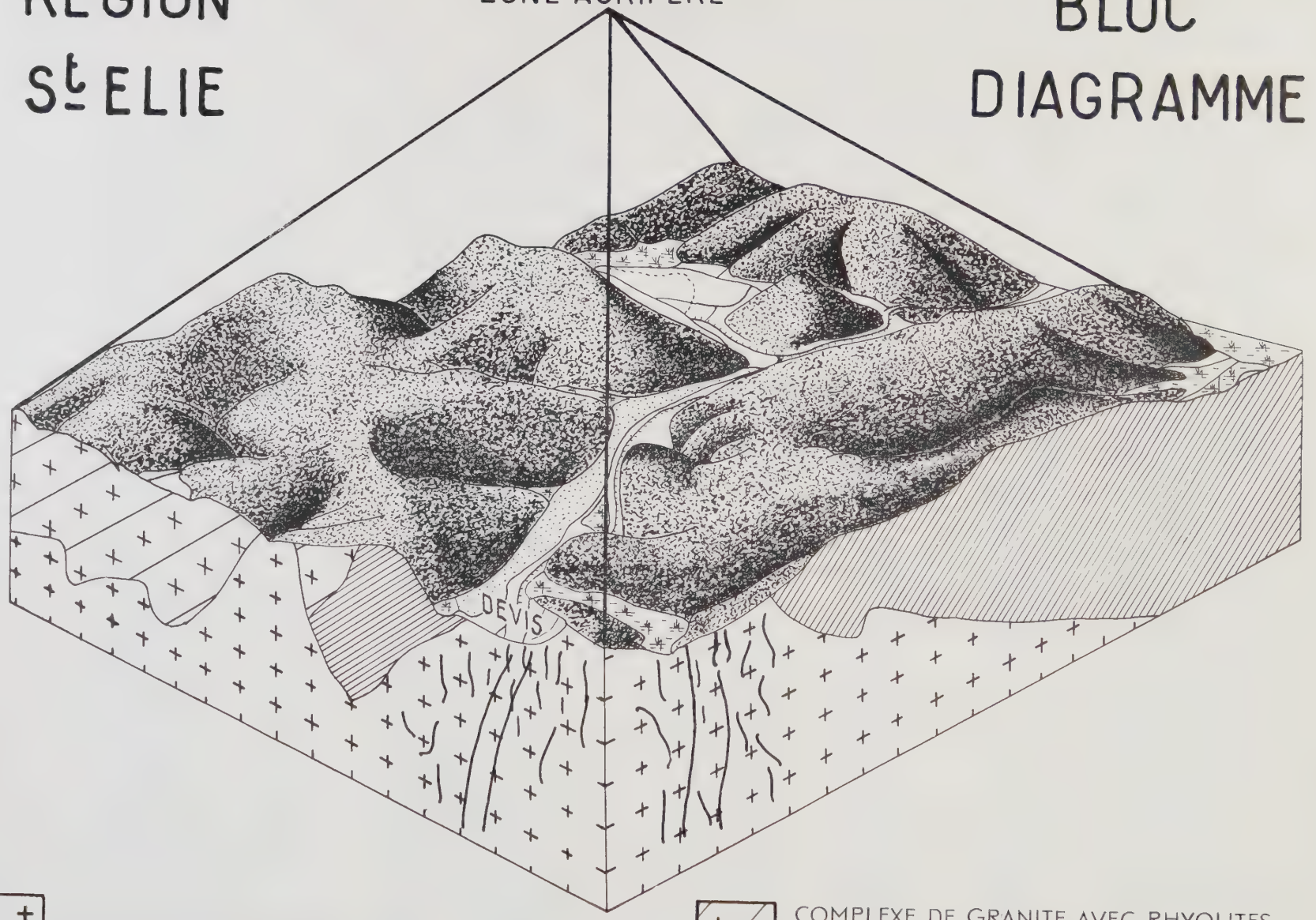
c) Les filons sont constitués par du quartz saccharoïde et du quartz compact ; la structure géodique est complètement absente.

d) La paragénèse est : tourmaline (traces), arsénopyrite, pyrite, chalcopyrite et galène.

La place de l'or et variable.

REGION St ELIE

BLOC DIAGRAMME



GRANITE (Caraïbe ancien)

COMPLEXE DE RHYOLITES ET ANDÉSITES MÉTAMORPHISÉES

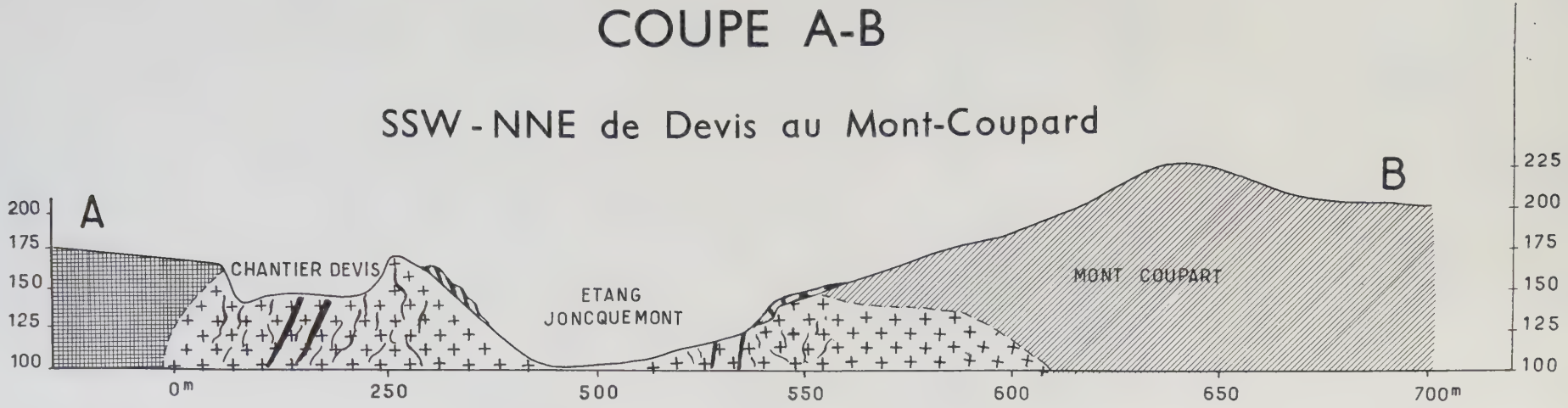
COMPLEXE DE GRANITE AVEC RHYOLITES ET ANDÉSITES MÉTAMORPHISÉES

FILONS AURIFÈRES

Fig. 21

COUPE A-B

SSW - NNE de Devis au Mont-Coupard



ELUVIONS AURIFÈRES

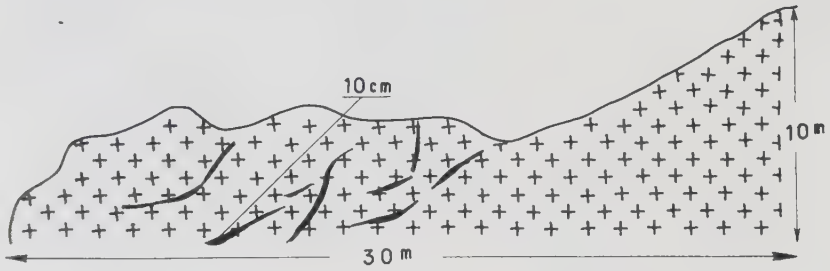
LAVES- RHYOLITES - ANDÉSITES MÉTAMORPHISÉES

FILONNET AURIFÈRE

GRANITE (Caraïbe)

AMPHIBOLITE

COUPES DANS LE CHANTIER DEVIS



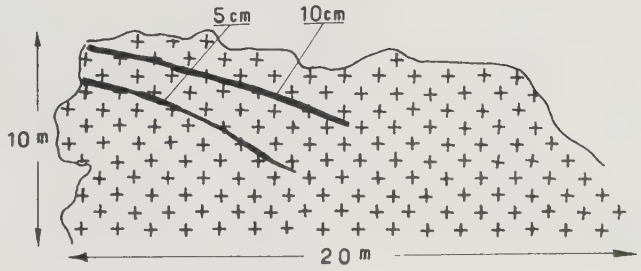


Fig. 22

RÉGION S^{T}-ÉLIE

Carte géologique

ALLUVIONS

GRANITE (Caraïbe ancien)

COMPLEXE DE GRANITE AVEC RHYOLITES ET ANDÉSITES MÉTAMORPHISÉES

AMPHIBOLITE

COMPLEXE DE RHYOLITES ET ANDÉSITES MÉTAMORPHISÉES

FILON

A B AXE DE LA COUPE A - B

ÉCHELLE

0m. 200 400 600 800 1km. 200 400 600 800 2km.

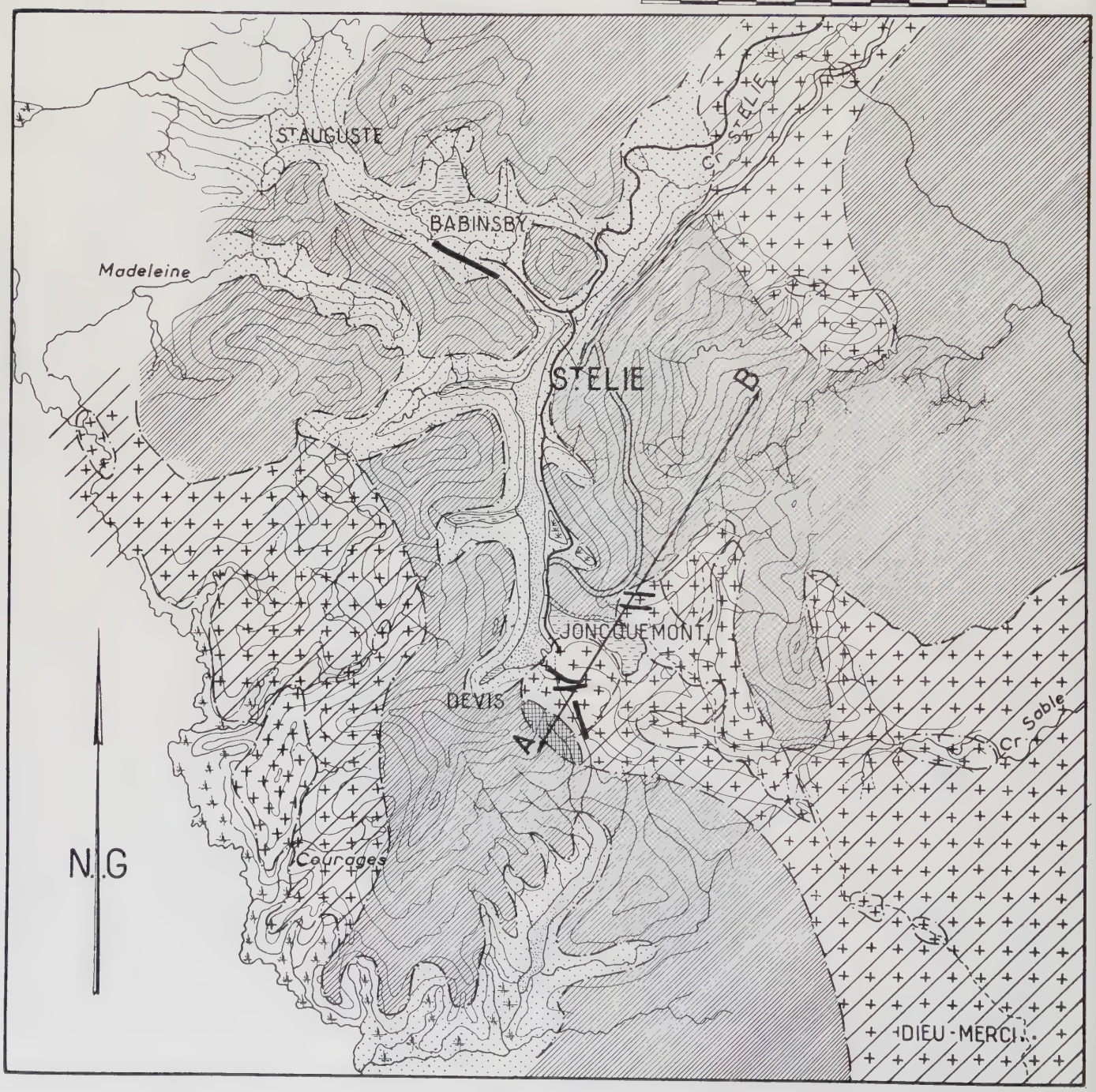


Fig. 23

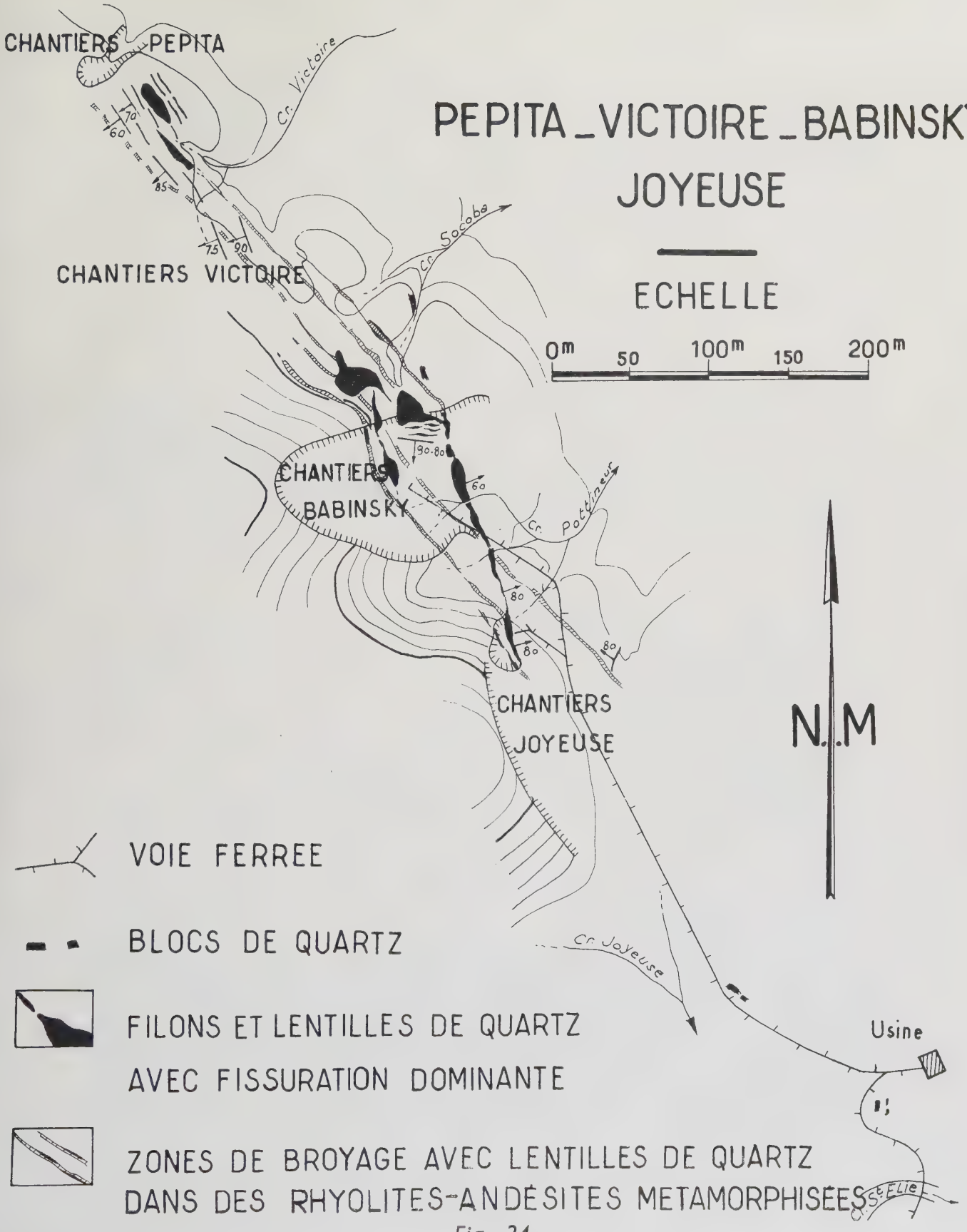

CHANTIERS PEPITA
Cr. Victoire
PEPITA _VICTOIRE _BABINSKY
JOYEUSE
ECHELLE
0m 50 100m 150 200m
CHANTIERS VICTOIRE
Cr. Socoba
CHANTIERS BABINSKY
Cr. Pottinger
CHANTIERS JOYEUSE
N.M
Cr. Joyeuse
Usine
VOIE FERREE
BLOCS DE QUARTZ
FILONS ET LENTILLES DE QUARTZ AVEC FISSURATION DOMINANTE
ZONES DE BROYAGE AVEC LENTILLES DE QUARTZ DANS DES RHYOLITES-ANDESITES METAMORPHISEES

Fig. 24

D'autre part, il est très frappant de voir les nombreux petits filonnets qui sont localisés dans le granite du secteur Devis. Un grand nombre de ces filonnets ont une forme sinueuse. Ils sont entièrement cachés dans la masse du granite et n'apparaissent pas en surface. Cette situation significative nous montre que le granite est la source de ces filons, Ils se sont formés avant la phase finale de cristallisation du granite.

Les filons extérieurs au granite ont les mêmes caractéristiques et la même paragénèse, ce qui indique que tous les filons de la région ont la même origine.

III) Région de Saül

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIE

La région de Saül se situe sur la Haute-Mana, presque au centre du trapèze que forme la Guyane Française. Cette région est entièrement recouverte par la forêt. A l'Est le relief granitique est assez accidenté et se présente sous forme d'une chaîne de collines de direction N.NW. Le centre et l'Ouest possèdent plusieurs collines, hautes en moyenne de 100 m par rapport au niveau des criques. Les plus importantes sont les collines du Bœuf-Mort. D'autre part, la région est traversée par un réseau serré de petites criques qui, en grand nombre, tarissent pendant la période de sécheresse (*cf.* carte p. 102).

PÉTROGRAPHIE

La région de Saül est constituée par les formations pétrographiques suivantes :

— Granite (caraïbe ancien).
— Pegmatites-aplites.
— Formations du métamorphisme de contact.
— Laves volcaniques métamorphisées (formation de Paramaca).
— Pyroxéno-amphibolites (formation de Paramaca).
— Albitites.
— Schistes sédimentaires métamorphisés (formation de Paramaca).
— Dolérites.

A. — Granite

1° Extension géographique.

Cette formation couvre presque entièrement la partie Est de la région. Le granite forme une chaîne de collines de direction N.NW. Plusieurs cascades dans le massif de granite permettent d'étudier ses variations et aussi sa place par rapport aux roches encaissantes.

2° Description macroscopique.

Le granite est massif à grain moyen et quelquefois se transforme progressivement en pegmatite ou en aplite. Les feldspaths sont de couleur blanche ou rosâtre ; et les feuillets de biotite, noirs ou verdâtres quand ils sont altérés.

3° Description microscopique.

a) **Composition.**

C'est un granite calco-sodique dont les principaux minéraux constituants sont : feldspaths, quartz, biotite ; avec comme minéraux accessoires : muscovite, apatite, zircon, magnétite ; et comme minéraux secondaires : épidote, zoïsite, chlorite, séricite.

Feldspaths. Ils sont constitués de microcline, d'albite et l'oligoclase (An 15 %) avec une légère prédominance du microcline. Souvent ces minéraux donnent des perthites fusiformes. Les feldspaths zonés sont visibles et ils sont toujours caractérisés par une altération plus poussée au centre du cristal tandis que la zone extérieure reste presque intacte.

Biotite. La biotite se présente avec un polychroïsme brun noirâtre. Ses cristaux sont toujours isolés et sans orientation. Les cristaux altérés sont caractérisés par un polychroïsme verdâtre et une biréfringence basse, analogue à celles des chlorites.

Muscovite, séricite. La séricite, minéral d'altération, se localise dans les feldspaths altérés ou encore dans les microfissures des roches avec d'autres minéraux néogènes. Les cristaux de muscovite sont rares et se trouvent surtout associés à la biotite ou encore dans le quartz d'extinction onduleuse.

Quartz. On distingue deux espèces de quartz. La première est un quartz primaire allotriomorphe remplissant les interstices des autres minéraux et présentant presque toujours une extinction roulante. La deuxième est un quartz néogène en forme de mosaïque localisé dans les microfissures avec d'autres minéraux secondaires.

Apatite, zircon. Ces minéraux sont présents en faible quantité, toujours sous forme de petits cristaux idiomorphes, dispersés dans la roche. Nous n'avons pas observé de zircon à forme arrondie.

Epidote, zoïsite, chlorite. Ce sont des minéraux secondaires qui proviennent surtout de l'altération des feldspaths et de la biotite. L'épidote et la zoïsite se trouvent quelquefois entièrement dans les feldspaths altérés, tandis que quelques chlorites conservent encore des traces de biotite.

b) **Structure.**

La roche a une structure grenue passant par endroits à une structure pegmatitique.

Les contacts entre biotite et feldspaths sont assez fréquemment irréguliers et ces deux minéraux forment des associations particulières. Les plagioclases pénètrent dans la biotite obliquement ou presque perpendiculairement au clivage et y dessinent de petites criques à contours irréguliers qui peuvent même séparer le cristal de biotite en plusieurs fragments. Le même phénomène existe entre les cristaux de feldspath et de muscovite. Une telle association montre la corrosion de la biotite et de la muscovite par les feldspaths. D'autre part, les feldspaths corrodent le quartz, ou sont corrodés par lui. Enfin, la corrosion entre les feldspaths acides et basiques est assez intense et on distingue le développement de myrmékite de forme capricieuse.

Les feldspaths zonés indiquent encore le changement de conditions pendant la cristallisation du magma granitique. D'autre part la roche a subi l'action des forces tectoniques et elle est très mylonitisée. Le quartz se présente presque toujours avec une extinction roulante, les macles des feldspaths sont plissées, et certains cristaux sont même brisés. Les microfissures sont remplies de minéraux néogènes. Au point de vue écrasement, il s'agit d'un granite « écrasé avec ou sans laminage » de la classification de E. Raguin (1957).

Tableau VIII

4° Analyses chimiques.

	N° 1	N° 2	N° 3
SiO_2	71,90	72,24	71,79
TiO_2		0,12	0,06
Al_2O_3	15,29	15,47	15,50
Fe_2O_3	1,34	1,42	1,35
FeO	0,91	1,17	1,10
MnO	0,01	0,04	0,007
MgO	—	—	—
CaO	1,71	0,44	0,65
Na_2O	4,50	4,33	3,90
K_2O	3,80	3,83	4,15
P_2O_5	0,15	0,52	—
H_2O^-	0,14	0,04	0,06
H_2O^+	0,10	0,42	1,30
	99,85	100,25	99,867

Composition virtuelle

	N° 1	N° 2	N° 3
Q	28,08	32,10	31,44
Or	22,24	22,24	24,46
Ab	37,27	36,22	32,55
An	7,22	—	3,05
Al_2O_3	1,22	4,28	3,57
Ap	0,36	1,09	—
$MgSiO_3$	—	—	—
$FeSiO_3$	1,58	1,97	1,84
Ma	1,85	1,85	1,85
Ilm		0,151	0,45

Paramètres de Lacroix

N° 1	1	$\backslash$4	$\backslash$2	(3) 4
N° 2	1	(3) 4	$\backslash$1	3 (4)
N° 3	1	3 (4)	1 (2)	$\backslash$3

TABLEAU VIII (suite)

Paramètres de Niggli

	si	al	fm	c	alk
N° 1	373	46,8	8,7	9,4	34,8
N° 2	396	50,3	10,6	2,6	36,3
N° 3	396	50,6	10,3	3,6	35,3

Analyste M. THIÉBAUD, chimiste de l'IFAT.
Tableau des lieux de prélèvement, p. 159.

B. — PEGMATITE - APLITE

1° EXTENSION GÉOGRAPHIQUE.

Par endroit, comme à Saut Cascade et au Nord de la région, ce granite est traversé par plusieurs filons de pegmatite et d'aplite. Leur épaisseur est variable, au maximum 1 m, et leur longueur atteint une dizaine de mètres. Ces filons se localisent en général plus ou moins en bordure du massif granitique et tout près de la zone de métamorphisme de contact. Ces formations ont peu d'extension.

2° DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Les pegmatites se présentent avec de gros cristaux de feldspaths atteignant 5 cm qui sont blancs ou rosâtres suivant la pegmatite. Les autres minéraux constituants : quartz, biotite et muscovite peuvent atteindre la même dimension. Par contre, les aplites sont massives, leucocrates, avec des cristaux de grain fin.

3° DESCRIPTION MICROSCOPIQUE.

La composition minéralogique de ces roches est analogue à celle du granite mais elle en diffère par sa structure. Les minéraux constituants sont : feldspaths, quartz, biotite, muscovite, zircon, apatite, magnétite.

Mais dans le cas des pegmatites on observe plusieurs cristaux de scheelite recristallisée, provenant probablement de l'altération de la wolframite.

Comme feldspaths, le microcline et l'albite prédominent, sous forme souvent de perthites fusiformes. La corrosion des feldspaths soit entre eux, soit avec d'autres minéraux, est très poussée et presque partout on distingue des vermicules de myrmékite. Ces roches ont subi l'action des forces tectoniques ; le quartz se présente avec l'extinction onduleuse et les macles des feldspaths sont courbes.

C. — FORMATIONS DU MÉTAMORPHISME DE CONTACT

1° Extension géographique.

La mise en place du granite a provoqué le métamorphisme de contact des roches encaissantes. Ce phénomène se localise à l'Est, comme à Saut-Cascade, et au Nord où prédomine le granite.

2° Description macroscopique.

En approchant du massif granitique, le degré de métamorphisme de contact devient plus intense. Sur sa bordure le granite se présente par endroits comme une migmatite embréchitique. Les enclaves sont des roches mélanocrates, presque pas altérées, avec une structure schisteuse et sont souvent traversées par des microfilonnets contenant de la magnétite et de la pyrite. Les feuillets de biotite sont visibles à la loupe. En s'éloignant du contact, la formation devient moins colorée, la couleur verdâtre prédomine. Les phénocristaux de feldspaths sont souvent visibles à l'œil nu et la structure de la formation est encore schisteuse.

3° Description microscopique.

a) **Composition.**

La composition minéralogique de ces formations comporte : biotite, amphibole, feldspaths, quartz, épidote, chlorite, séricite.

Amphibole. Ce minéral a un polychroïsme verdâtre qui passe nettement au bleuâtre. Les deux clivages m m sont visibles, avec un angle caractéristique de 124° et quelquefois les cristaux sont maclés. Il s'agit d'une hornblende verte, peu sodique.

Epidote, zoïsite. Les cristaux sont petits, idiomorphes, isolés ou groupés. Ils sont toujours orientés parallèlement à la schistosité de la roche et leur disposition montre que ces minéraux sont primaires, provenant du phénomène de métamorphisme de contact. Ils sont souvent associés à la biotite. L'épidote prédomine.

Feldspaths. On distingue deux générations de feldspaths. La première consiste en petits cristaux d'albite avec macles polysynthétiques visibles, orientés et associés aux autres minéraux de la formation. La deuxième génération comprend des cristaux de forme porphyroblastique ou amygdaloïde. Ces feldspaths se trouvent dans la partie de la formation plus ou moins éloignée du granite, où l'influence du métamorphisme de contact est moins intense.

Biotite. La biotite est surtout très abondante dans les enclaves en bordure immédiate du granite. Elle se présente avec un fort polychroïsme légèrement verdâtre. Elle est souvent associée aux autres minéraux et ses cristaux sont orientés.

Chlorite, séricite. Ce sont des minéraux secondaires qui proviennent de l'altération des minéraux mélanocrates et des feldspaths.

b) **Structure.**

La formation a une structure schisteuse nématoblastique. Les grands cristaux d'amphibole sont souvent des pœciloblastes englobant dans leur masse plusieurs autres minéraux tels que : quartz, épidote et biotite.

Les cristaux porphyroblastiques de feldspaths sont disséminés au hasard et ne suivent pas la schistosité de la roche. Cette structure montre qu'avant la mise en place du granite, cette roche était une lave plus ou moins basique. Elle se présente aujourd'hui comme un schiste à quartz, amphibole et épidote, ou à quartz, biotite et épidote (surtout en bordure du granite).

D. — Laves volcaniques métamorphisées

1° Extension géographique.

Ces laves s'étendent entre les collines de Bœuf-Mort et le village Cambrouze.

2° Description macroscopique.

Ce sont des roches généralement mélanocrates. Leur recristallisation les a rendues dures et compactes. Leur cassure est irrégulière, plus ou moins conchoïdale. Les porphyroblastes d'amphibole ont une coloration vert-noirâtre dans un fonds verdâtre, atteignant quelquefois 5 mm. Ils permettent de reconnaître aisément la roche sur le terrain.

3° Description microscopique.

a) **Composition.**

La composition minéralogique comprend : feldspaths, amphiboles, biotite, calcite, épidote, chlorite et quartz.

Feldspaths. Les feldspaths se présentent soit en phénocristaux isolés, soit en petits cristaux dans la pâte. Ils sont toujours très altérés et sériciti sés.

Amphibole. L'amphibole se présente sous forme d'une hornblende verte, transformée localement en actinote par altération.

Biotite. La biotite est toujours très ferrugineuse avec un polychroïsme variable, verdâtre quand elle est altérée.

Calcite. La calcite se présente soit en cristaux isolés avec macles caractéristiques, soit comme remplissage des microfissures.

Epidote, zoïsite. Ces minéraux sont toujours présents et il semble qu'une partie provienne du métamorphisme régional.

Quartz. Le quartz se trouve en très petite quantité. On distingue souvent une association d'agrégats de quartz et d'épidote de forme sphérolitique. D'autre part on trouve du quartz néogène dans les microfissures de la roche.

Chlorites. Ce sont des minéraux secondaires localisés tout près des minéraux mélanocrates altérés ou encore dans les microfissures de la roche.

b) **Structure.**

Ces roches sont recristallisées et leur structure est porphyroblastique. Les porphyroblastes sont des amphiboles ou des agrégats de quartz et d'épidote. Ils sont formés soit par des cristaux isolés, soit par des groupes de cristaux maclés avec interpénétration des macles. Il est très caractéristique de constater que les agrégats de quartz et d'épidote ont dans l'ensemble une forme plus ou moins sphérique ou ellipsoïdale. Cette roche a subi l'action des efforts tectoniques et elle est mylonitisée. Les microfissures n'ont pas de direction privilégiée et sont remplies par différents minéraux néogènes tels que : quartz, calcite et chlorite. Souvent, elles ont été remplies successivement par plusieurs minéraux. Les cristaux brisés et les macles onduleuses ne sont pas rares.

D'après sa structure et sa composition minéralogique il nous semble que la roche primaire était une lave basique, probablement de la famille des basaltes, ayant subi le métamorphisme. Aujourd'hui c'est une lave métamorphisée avec amphibole, chlorite et épidote.

E. — Pyroxéno - Amphibolites

1° Extension géographique.

Ces roches couvrent une petite surface des collines de Bœuf-Mort sur le versant Est. Elles se présentent soit en blocs isolés et discontinus dans la formation schisteuse, soit quelquefois en petits massifs ou en filons-amas.

2° Description macroscopique.

Ce sont des roches mélanocrates bien recristallisées, fraîches, très dures et massives. On n'y observe aucun alignement cristallin, mais une texture homogène de grains de dimensions maximum 5 mm. On distingue aisément des cristaux d'amphibole et encore des cristaux de pyrite et de magnétite.

3° Description microscopique.

a) **Composition.**

Elle est constituée par les minéraux suivants : amphiboles, pyroxène, olivine, antigorite, calcite, chlorite.

Amphiboles. La hornblende verte prédomine et se transforme par altération en fibrolite et surtout en actinote. Les différentes couleurs de polychroïsme dans un même cristal et la présence de traces de pyroxène dans ces cristaux montrent que les amphiboles proviennent de l'ouralitisation de pyroxènes.

Olivine. Les cristaux d'olivine sont rares. L'olivine très fragile, est brisée et les microfissures sont remplies par des oxydes de fer ou de l'antigorite.

Antigorite, chlorite. Ce sont des minéraux secondaires qui proviennent de l'altération de l'olivine, du pyroxène et de l'amphibole. Souvent la chlorite présente un polychroïsme intense, et une polarisation bleuâtre violacé analogue à celle de la pennine.

Calcite. Les cristaux de calcite ne sont pas rares. Ils forment des plages, petites ou grandes, ou encore remplissent les microfissures. Les macles rectangulaires sont souvent très nettes.

b) **Structure.**

Cette roche a une structure grenue holocristalline passant par endroits à porphyroblastique. Les cristaux de hornblende se présentent avec les clivages m m ou avec des macles avec pénétration de l'un à l'autre. Par endroits, elle se transforme en serpentine où prédomine l'antigorite avec une forme souvent sphérolitique.

Sa place par rapport aux autres formations, sa structure et sa composition minéralogique montrent que la roche primaire était fort probablement une roche intrusive de la famille des pyroxénolites avec très peu d'olivine. Après le métamorphisme, elle se présente aujourd'hui comme une pyroxéno-amphibolite.

F. — Albitites

1° Extension géographique.

On rencontre cette roche dans le sondage n° 11 de Bœuf-Mort et également en surface à côté de ce sondage, sous forme d'un banc de plusieurs mètres interstratifié dans les schistes.

2° Description macroscopique.

C'est une roche leucocrate, grenue et relativement fraîche. A la loupe on distingue les feldspaths dont la dimension ne dépasse pas 1 mm. Elle est traversée par plusieurs microfilonnets de calcite. La réaction avec NO_3H au 1/20 est très vive.

3° Description microscopique.

Elle se présente avec une structure holocristalline. Les principaux minéraux constituants sont les feldspaths du type albite (An 10 %) et comme minéraux accessoires, quartz, biotite, carbonate, chlorite et tourmaline.

Elle est très mylonitisée avec des cristaux brisés et les minéraux néogènes sont localisés dans les microfissures qui sont quelquefois remplies par des sulfures (principalement pyrrhotine et chalcopyrite).

Cette roche existait déjà probablement avant la mise en place du granite et de la métallogénie de la région. Elle provient peut-être d'une albitisation locale de la formation schisteuse par le métamorphisme général.

G. — Schistes

1° Extension géographique.

Cette formation couvre une petite surface sur le versant du sommet Est de Bœuf-Mort.

2° Description macroscopique.

Ces roches se présentent avec une texture schisteuse. Leur couleur varie du vert foncé au vert pâle, avec plusieurs lits leucocrates. Leur dureté est très faible. Elles sont onctueuses au toucher, ce qui indique la présence de talc. Par altération ces schistes se transforment en une argile de couleur chocolat.

3° Description microscopique.

a) **Composition.**

L'étude des échantillons recueillis en surface et dans les sondages, montre une composition minéralogique très variable, comprenant : amphibole, biotite, quartz, épidote, zoïsite, feldspath, apatite, talc, chlorite, carbonate, tourmaline. Cette formation se présente sous forme de schistes à :

1 — Chlorite et biotite.
2 — Amphibole, chlorite et biotite.
3 — Amphibole et biotite.
4 — Quartz, chlorite, carbonates et biotite.
5 — Carbonates, chlorite et talc.
6 — Amphibole, carbonates et biotite.

On note que la tourmaline est presque toujours présente et quelquefois avec un pourcentage assez élevé.

b) **Structure.**

La structure est schisteuse nématoblastique. La calcite a deux origines. La première a été provoquée par le métamorphisme général de la région. Dans ce cas, les cristaux de calcite adoptent la structure nématoblastique comme les autres minéraux. La deuxième origine est secondaire : la calcite est localisée dans les microfissures de la roche.

L'imprégnation locale de la formation par la tourmaline et la biotite, est très caractéristique. Ces minéraux présentent un pourcentage assez élevé, remplissent les microfissures de la roche, ou bien sont orientés parallèlement à la schistosité. Cette tourmaline provient de la phase pneumatolitique pendant la mise en place du magma granitique de la région.

On note encore qu'une grande partie des filons de quartz minéralisés en or sont localisés dans cette formation. Cette dernière provient du métamorphisme général de sédiments riches en Ca, Al, Fe, etc. et relativement pauvres en SiO^2 libre. Ces sédiments proviennent probablement de l'érosion de laves basiques, avant le métamorphisme.

H. — Dolérites

1° Extension géographique.

La dolérite se trouve sporadiquement en éboulis entre Bœuf-Mort et Saut Cascade et également dans le Nord de la région.

2° Description macroscopique.

C'est une roche mélanocrate massive, fraîche et très dure. Les cristaux sont fins et on ne peut pas déterminer les minéraux à la loupe.

3° Description microscopique.

Au microscope on distingue comme minéraux : feldspaths, pyroxène, chlorite, magnétite, pyrite, ilménite.

La roche a une structure intersertale dont les interstices sont remplis de diopside. Parmi les feldspaths le labrador prédomine. La roche n'a pas subi d'efforts tectoniques et les cristaux ne sont pas mylonitisés. C'est la plus récente venue de la région.

TECTONIQUE

Comme on le voit sur la carte géologique (fig. 25, p. 102), le massif granitique est orienté N.NW.

On trouve localement des systèmes de filons et des filonnets subverticaux d'épaisseur maximum 20 cm, d'une longueur ne dépassant pas une trentaine de mètres, situés en bordure du massif, parallèlement à sa direction.

La formation schisteuse a une direction généralement N-W avec un pendage d'environ 60° S-W ; on voit cette direction tout le long de la piste de Bélizon. A Bœuf-Mort, les filons se présentent avec deux directions : l'une N-W (interstratifiée dans les schistes), l'autre NS. Leur pendage est très variable. Généralement ils sont très discontinus. L'absence de grandes cassures est très caractéristique. A cause de l'altération intense aucune faille n'est observable sur le terrain.

MÉTALLOGÉNIE

A. — Etude macroscopique

1° Place des filons.

Les filons minéralisés en or sont localisés dans deux formations bien distinctes. La première se trouve en bordure du granite (Saut Cascade); la deuxième dans la formation schisteuse de Bœuf-Mort. Entre ces deux secteurs il existe encore sporadiquement des filons. Ces groupes de filons forment ensemble un cortège commençant en bordure du granite et se poursuivant au-delà des collines de Bœuf-Mort.

2° Forme et caractéristiques des filons.

Les filons situés en bordure du granite à Saut-Cascade sont subverticaux avec une direction N 20° W. Leur épaisseur varie de quelques centimètres jusqu'à 30 cm maximum (remplissage des diaclases) et ils sont en général très discontinus.

Les filons situés dans la formation schisteuse ont une grande discontinuité et une forme très capricieuse. A Bœuf-Mort il existe deux directions de filons : N-S et N-W. Ces filons se présentent soit sous forme de petits filonnets de quelques mètres, interstratifiés dans les schistes, de formes sinueuses, soit comme des boutonnières avec élargissements et rétrécissements successifs, ou encore sous forme classique de filons amas. Cette discontinuité est remarquable et dans l'ensemble leur longueur ne dépasse pas une cinquantaine de mètres avec une épaisseur variant de quelques centimètres jusqu'à 3 m maximum. Par endroits, la formation schisteuse a subi une imprégnation de microfilonnets accompagnés de tourmaline dans les fissures.

3° Structure du quartz.

Macroscopiquement le quartz est blanc laiteux ou transparent, hyalin, très dur, et n'a jamais la structure saccharoïde. Quelquefois (et particulièrement à côté du sondage n° II de Bœuf-Mort) on trouve du quartz enfumé. Sa couleur varie du bleuâtre au noir et il forme des taches dans le quartz laiteux.

B. — Etude microscopique

La gangue est constituée par du quartz contenant peu de calcite et sidérose.

1° Paragénèse.

Les paragénèses accompagnant cette métallogénie aurifère sont les suivantes :

a) *Tourmaline.* La tourmaline est très abondante dans les filons. Elle se localise principalement vers la partie extérieure et pénètre souvent dans la roche immédiatement encaissante. A l'intérieur des filons, elle se trouve dans le quartz laiteux et se présente sous forme soit de taches de cristaux dispersés en éventail, soit de bâtonnets ondulés.

La tourmaline se révèle très ferrugineuse et à fort polychroïsme. L'allongement onduleux d'une petite partie des cristaux, montre que ces cristaux ont cristallisé pendant les premiers mouvements tectoniques. L'autre partie a cristallisé ensuite, a été brisée par les mouvements tectoniques ultérieurs et les microfissures des cristaux ont été remplies par de l'or et différents autres minéraux plus tardifs. La tourmaline est le premier minéral qui a cristallisé.

b) *Pyrrhotine.* La pyrrhotine forme souvent une association très capricieuse avec la chalcopyrite. Souvent les cristaux de pyrrhotine nagent dans la chalcopyrite, mais parfois c'est l'inverse. Leur contact est régulièrement dentelé et la différence de dureté entre les deux minéraux se voit nettement. Ils sont arrivés dans la même phase, mais la pyrrhotine a cristallisé légèrement avant. Souvent elle englobe et remplit les cristaux de tourmaline. Une bonne partie des cristaux a été brisée par les mouvements tectoniques ultérieurs.

Des microfissures ont été soit remplies par des minéraux plus tardifs (surtout du quartz et de la calcite), soit le point de départ de l'altération de la pyrrhotine en marcasite.

La situation de la pyrrhotine dans la calcite préexistante dans la roche indique une métasomatose. Le minéral se présente avec un bon poli et parfois des clivages visibles. Sa couleur est rosé, jaune rosé avec un polychroïsme à peine distinct. Il est anisotrope avec une polarisation vive, fraîche, gris verdâtre — rose violacé — jaune bronze.

c) *Chalcopyrite.* Une grande partie des cristaux de chalcopyrite est associée à la pyrrhotine. Les cristaux libres ont souvent rempli les microfissures des cristaux brisés de tourmaline ou encore ils sont distribués irrégulièrement dans la calcite et dans le quartz. Le minéral se polit facilement et bien. Il est de couleur jaune laiton, anisotrope et polarise nettement avec des nuances bronze et bleu-clair.

d) *Cubanite.* Ce minéral se rencontre rarement et on ne le trouve qu'entre les contacts des cristaux de chalcopyrite et de pyrrhotine. Il se présente avec les propriétés suivantes : Dureté du minéral très peu supérieure à celle de la chalcopyrite mais inférieure à celle de la pyrrhotine. Poli bon et facile. Pouvoir réflecteur proche de celui de la chalcopyrite. Couleur jaune, plus pâle que la chalcopyrite, et polychroïsme très léger. Anisotropie. Polarisation vive, beaucoup plus que la chalcopyrite et proche de celle de la pyrrhotine.

e) *Molybdénite.* Ce minéral se présente en cristaux lamellaires, soit isolés dans la roche ou dans le quartz, soit associés à d'autres minéraux dans le quartz. Souvent les lamelles de molybdénite sont déchirées et ont été remplies par du quartz plus tardif. La molybdénite a cristallisé immédiatement après la tourmaline dont elle remplit les microfissures des cristaux. D'autre part, elle est souvent englobée dans la pyrite cristallisée plus tardivement.

Elle se présente avec une couleur blanc gris, au polychroïsme très fort. La teinte la plus claire est gris rosé quand la lamelle suit le plan de symétrie du microscope, l'autre olivâtre quand elle est perpendiculaire. Elle polarise vivement en gris un peu verdâtre et rose lumineux.

f) *Tétradymite.* On distingue souvent des cristaux d'or associés à la tétradymite. Bien que les cristaux soient souvent à côté des cristaux de molybdénite nous n'avons pas trouvé de contact entre ces minéraux ; pour la majeure partie, l'or et la pyrite sont arrivés plus tard que la molybdénite.

g) *Pyrite.* Les cristaux de pyrite sont idiomorphes ou sous forme de microveinules remplissant des microfissures de cristaux brisés préexistants tels que pyrrhotine et tourmaline.

L'or se situe dans les cristaux de pyrite sous forme de micropépites, soit à la périphérie de ces cristaux au contact pyrite quartz. Quelquefois il existe un remplissage successif de pyrite et d'or dans les microfissures des cristaux de pyrrhotine. Une partie de la pyrite et de l'or est arrivée avant la cristallisation de la phase pyrrhotine-chalcopyrite, mais la plus grande partie est arrivée après.

La pyrite se présente avec un poli médiocre. La surface reste profondément rayée, arrachée, chagrinée. Couleur jaune pâle avec pouvoir réflecteur élevé R = 49. Quelquefois elle présente une légère anisotropie tirant d'un côté sur le gris et de l'autre sur le rose ou le jaune.

h) *Or.* La plus grande partie se présente sous forme de micropépites isolées dans le quartz ou sous forme de microveinules ayant rempli les fissures des cristaux déjà brisés, comme tourmaline et quartz. On trouve souvent de petits cristaux d'or dans la calcite secondaire. Dans ce cas sa place est irrégulière et sa forme quelquefois vermiculaire. Pour la structure de l'or, l'attaque par l'eau régale donne soit des macles, soit des agrégats.

i) *Scheelite.* Ce minéral se trouve sous forme de petits cristaux isolés dans les pegmatites, dans la zone tourmalinique ou encore dans le quartz aurifère, associé à la molybdénite. Sa place montre qu'il a cristallisé dans la même phase que la molybdénite.

Poli difficile. Pouvoir réflecteur environ 10. Couleur grise légèrement rosée. Très faible polychroïsme. Polarisation faible dans les gris. Lumière diffuse généralisée blanc jaunâtre et jaune brun. Luminescence bleu clair à la lumière ultra-violette, inattaquable aux réactifs habituels. D'autre part la réaction microchimique avec la cinchonine donne un précipité jaune, caractéristique du tungstène.

j) *Quartz.* On distingue deux phases de cristallisation du quartz. La première, contemporaine de la tourmaline, et dans ce cas les cristaux sont brisés et les microfissures remplies par les minéraux plus tardifs. La deuxième, beaucoup plus abondante et plus tardive, a achevé le remplissage des filons de la région.

k) *Calcite et sidérose.* La calcite prédomine aux épontes des roches encaissantes et se trouve également sous forme de microfilonnets dans les filons. Polychroïsme très net. Réflexions internes blanchâtres intenses, presque toujours avec des macles polysynthétiques très distinctes. Enfin par endroits on observe encore de la *sidérose* avec un pouvoir réflecteur plus élevé que la calcite, un très fort polychroïsme. Elle est inattaquable à l'acide nitrique 1/20.

C. — Phénomènes secondaires

Les différents minéraux sont transformés par altération chimique en d'autres minéraux plus stables. Nous avons observé les transformations suivantes :

Chalcopyrite. Transformation en covelline-chalcosine et différents oxydes de fer, rarement en petits cristaux de cuivre natif.

Pyrrhotine. La pyrrhotine se transforme souvent en melnikovite ou encore en marcasite. Dans ce cas ces deux minéraux se présentent avec une structure concrétionnée autour des cristaux de pyrrhotine non encore transformés.

Molybdénite. Nous n'avons pas trouvé de minéraux d'altération de la molybdénite.

Tétradymite. Elle s'est transformée en minéral qui se présente avec les propriétés optiques suivantes : pouvoir réflecteur R environ 10, anisotrope, lumière diffuse abondante jaune rouge. Il s'agit probablement de carbonate hydraté de Bi.

Pyrite. Enfin la pyrite s'altère en gœthite, limonite ou encore se transforme en marcasite. Il existe très souvent dans la limonite provenant de la pyrite aurifère de petits cristaux d'or libre de forme vermiculaire.

D. — Conclusion

La température des éclatements des inclusions fluides est de 250° à 375° C.

Rappelons que les paragénèses sont : tourmaline — molybdénite — scheelite — pyrrhotine — chalcopyrite — cubanite — tétradymite.

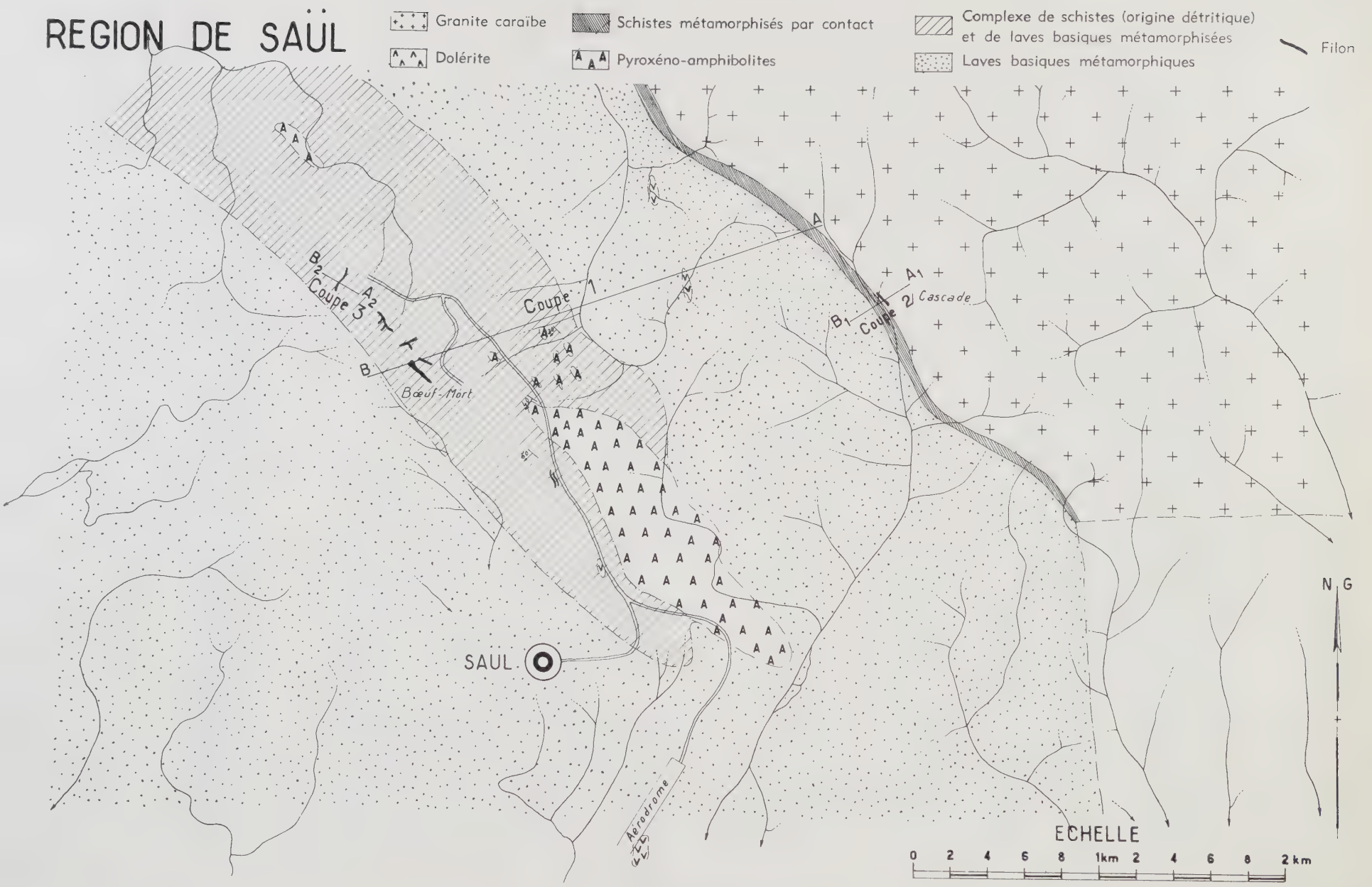

REGION DE SAÜL
Granite caraïbe
Dolérite
Schistes métamorphisés par contact
Pyroxéno-amphibolites
Complexe de schistes (origine détritique) et de laves basiques métamorphisées
Laves basiques métamorphiques
Filon
Coupe 3
Coupe 1
Coupe 2
Cascade
Bœuf-Mort
SAUL
Aérodrome
N G
ECHELLE
0 2 4 6 8 1km 2 4 6 8 2 km

Fig. 25

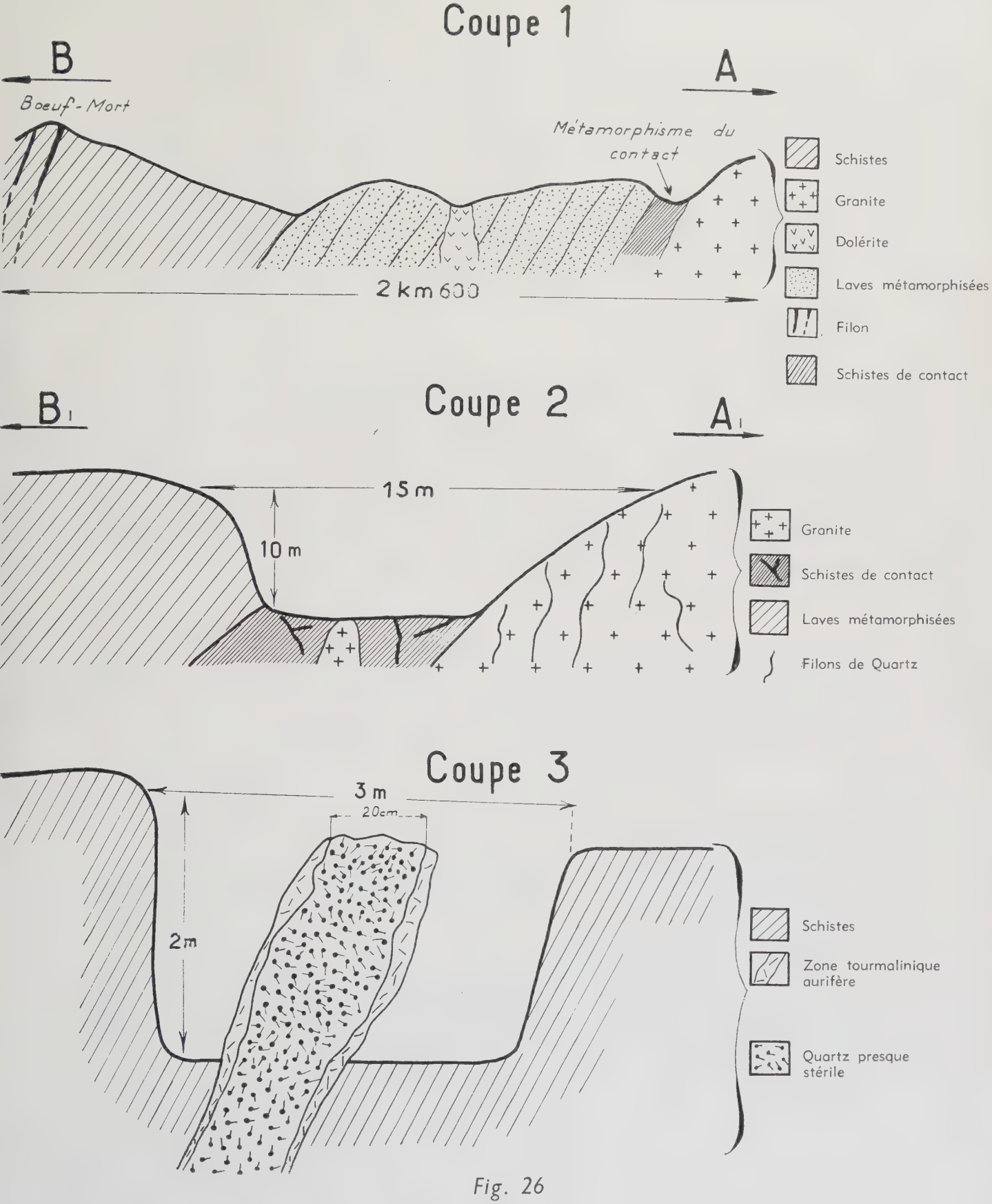

Coupe 1
B
A
Boeuf-Mort
Métamorphisme du contact
2 km 600
Schistes
Granite
Dolérite
Laves métamorphisées
Filon
Schistes de contact
Coupe 2
B1
A1
15 m
10 m
Granite
Schistes de contact
Laves métamorphisées
Filons de Quartz
Coupe 3
3 m
20cm
2m
Schistes
Zone tourmalinique aurifère
Quartz presque stérile

Fig. 26

La tourmaline est extrêmement abondante dans les filons de quartz et par endroits elle prédomine aux épontes, dans les roches encaissantes. Comme on le sait, la cubanite cristallise à une température de 250°-300° C et se présente comme un thermomètre géologique.

Dans cette région, l'ensemble des filons forme un cortège commençant au granite de Saut-Cascade et se poursuivant à Bœuf-Mort, ce qui permet de suivre indirectement le prolongement du granite vers l'Est. La structure identique du quartz et la présence des mêmes paragénèses indiquent que ces filons ont la même origine. D'autre part la position et la forme en microfilonnets sinueux des filons en bordure du granite montre qu'ils proviennent du magma granitique de Saut-Cascade (granite caraïbe ancien).

IV) Région de Cormontibo

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIQUE

La zone étudiée se situe sur la rive droite de la rivière Maroni et à 5 km à l'Est du village de Cormontibo (*cf.* carte p. 108).

La région est entièrement couverte par la forêt. Elle est constituée par des collines de forme arrondie, mais dont les pentes atteignent parfois 50 %. Leur hauteur ne dépasse pas 200 m par rapport au niveau des criques. Les criques les plus importantes sont les criques Amadu, Maripa et Bamba. Les photos aériennes montrent le relief caractéristique des laves de la série de Paramaca.

PÉTROGRAPHIE

La région est constituée par les formations suivantes :

A) Dolérites.

B) Laves basiques, andésites (formation de Paramaca).

C) Laves acides métamorphisées (formation de Paramaca).

A. — Dolérite

1° Extension géographique.

La dolérite se présente sous la forme d'un filon de plusieurs centaines de mètres de longueur ; il passe tout près du village de Cormontibo.

2° Description macroscopique.

La roche est analogue à celle que l'on observe dans les autres régions de la Guyane, elle est mélanocrate, très dure et massive à grain fin ; elle se transforme par altération en argile brun foncé.

3° Description microscopique.

a) **Composition.**

Elle est constituée de pyroxène et de feldspaths, accompagnés de minéraux accessoires tels que : pyrite, chalcopyrite et cuivre natif ; de minéraux d'altération : chlorite, séricite, biotite.

Pyroxène. Il est du type N g/c = 42° (augite). Les cristaux montrent les deux clivages caractéristiques à 90°.

Feldspaths. Du type labrador-andésine, ils sont parfois zonés et les macles polysynthétiques sont très visibles.

Chlorite — séricite — biotite. Ces minéraux secondaires proviennent de l'altération des feldspaths et des pyroxènes.

b) **Structure.**

La roche a la structure intersertale. Les interstices sont remplis soit par les pyroxènes, soit par les feldspaths. Les cristaux n'ont pas subi de phénomènes dynamiques et sont frais. Cette venue est la plus récente de la région.

B. — Laves basiques, Andésites

1° Extension géographique.

Comme le montre la carte géologique, les laves couvrent presque toute la région.

2° Description macroscopique.

Ces roches sont mélanocrates, dures et massives : leur structure est porphyrique. Les phénocristaux atteignent 1 cm : ils sont de couleur noire, isolés dans une pâte microcristalline. Cette structure permet de distinguer la roche sur le terrain.

3° Description microscopique.

a) **Composition.**

La roche est formée de pyroxène, de feldspath, d'amphibole, de chlorite, d'épidote, de zoïsite, de séricite et de quartz.

Pyroxènes. Les pyroxènes sont du type augite Ng/c = 42°. Les cristaux sont toujours automorphes et on observe fréquemment les faces mm.

Amphiboles. Elles sont du type hornblende et proviennent de l'ouralitisation des pyroxènes.

Feldspaths. Il s'agit de feldspaths du type labrador-andésine, qui sont généralement dans la pâte de la roche.

Chlorite, épidote, zoïsite, séricite. Ces minéraux sont secondaires et proviennent de l'altération des pyroxènes et des feldspaths : la plus grande partie se localise dans la pâte de la roche.

b) **Structure.**

La roche a une structure porphyrique. Les phénocristaux sont surtout d'augite et parfois de feldspath. La pâte microcristalline présente parfois la structure fluidale autour des phénocristaux. La structure vacuolaire paraît rarement et le verre est absent complètement. Les phénomènes dynamiques ont provoqué la formation de microfissures qui sont remplies par des minéraux néogènes. La roche est une andésite à peine transformée par le métamorphisme général.

C. — Laves acides métamorphisées

1° Extension géographique.

Leurs affleurements sont d'étendue très réduite, tout près de la crique Amadu.

2° Description macroscopique.

La roche a une structure tout à fait différente de celle des laves basiques ; elle est constituée par des sphérolites sombres pris dans une pâte claire.

3° Description microscopique.

a) **Composition.**

Elle est constituée par de l'amphibole, de l'épidote, de la zoïsite, des feldspaths, du quartz, de la chlorite, de la séricite et de la calcite.

Amphibole. Il s'agit de hornblende verte.

Epidote, zoïsite. Ces minéraux sont fréquemment associés à la hornblende.

Feldspaths. Ils sont du type oligoclase-andésine.

Quartz. Il se trouve en abondance relative, surtout associé avec des feldspaths.

Chlorite — séricite — calcite. Ce sont des minéraux secondaires.

b) **Structure.**

La roche présente la structure porphyroblastique ; les porphyroblastes sont uniquement composés d'amphibole, d'épidote et de zoïsite, formant une association de forme approximativement sphérique. Le quartz et les feldspaths sont disposés sans préférence autour des porphyroblastes. Les phénomènes dynamiques ont donné des microfissures. D'après sa structure et sa composition minéralogique, il semble que cette roche était une lave acide qui a subi le métamorphisme général.

TECTONIQUE

Le filon de dolérite est orienté NW, tandis que la direction des filons aurifères est N-S ou E-W (voir FIG. 27, p. 108).

A cause de la forte altération aucune faille n'est directement observable sur le terrain.

MÉTALLOGÉNIE

A. — Etude macroscopique

1° Place des filons.

Les filons aurifères sont situés presque entièrement dans des andésites.

2° Forme et caractéristiques des filons.

Ce sont de petits filons d'une dizaine de mètres de longueur et d'une épaisseur maximum de 30 cm, qui sont plus ou moins parallèles et forment un système d'une longueur ne dépassant pas une centaine de mètres.

Il y a, en outre, des filons en forme de chapelet, qui ont une longueur ne dépassant pas 50 mètres ; leur puissance varie de quelques cm à 2 mètres au maximum.

3° Caractéristiques du quartz.

Le quartz, dans tous les filons, est constitué par de petits cristaux idiomorphes parfois bipyramidés. Ces cristaux ont leurs grands axes parallèles ou entrecroisés. Il s'agit de quartz librement cristallisé, de structure géodique.

B. — Etude microscopique

Paragénèse.

a) *Pyrite.* La pyrite se trouve en faible quantité, les cristaux sont petits, fréquemment idiomorphes. Par altération, ils se sont transformés en gœthite. Nous n'avons pas observé d'or dans sa masse.

b) *Or.* On observe de l'or dans des cristaux idiomorphes de quartz géodique ou encore au contact de ceux-ci. Dans ce dernier cas, il est parfois mélangé à des oxydes de manganèse du type psilomélane. Sa localisation laisse penser qu'il a cristallisé pendant et après la cristallisation du quartz ; c'est un cas où l'or provient d'une cristallisation à basse température.

c) *Oxydes de manganèse.* Il s'agit de psilomélane avec parfois des aiguilles de pyrolusite. Ces oxydes sont localisés entre les cristaux de quartz géodique et renferment parfois dans leur masse des cristaux d'or libre.

Ils sont en rapport avec l'altération des andésites au voisinage des filons.

d) *Quartz.* Le quartz se présente nettement avec la structure géodique. Les nombreux petits cristaux pyramidés présentent parfois la structure « en peigne ». Plus souvent, ils sont irrégulièrement disposés, avec leurs axes non parallèles.

C. — Conclusion

La température des éclatements des inclusions fluides est de 75° à 150° C.

La structure géodique du quartz montre aussi que les filons sont formés à une température basse. Il s'agit d'une paragénèse épithermale. Les filons sont situés entièrement dans les laves de Paramaca et à environ 12 km du granite guyanais. Il est possible que les matériaux proviennent : 1° du lessivage des filons aurifères du granite guyanais ; 2° du lessivage de filonnets formés peut-être par des coulées de laves acides.

Ces matériaux ont été transportés ; une partie a cristallisé dans les fissures des laves basiques et a donné les filons de quartz géodique aurifère actuellement observables.

CORMONTIBO

Carte géologique

ANDÉSITES ET
SÉDIMENTS PYROCLASTIQUES

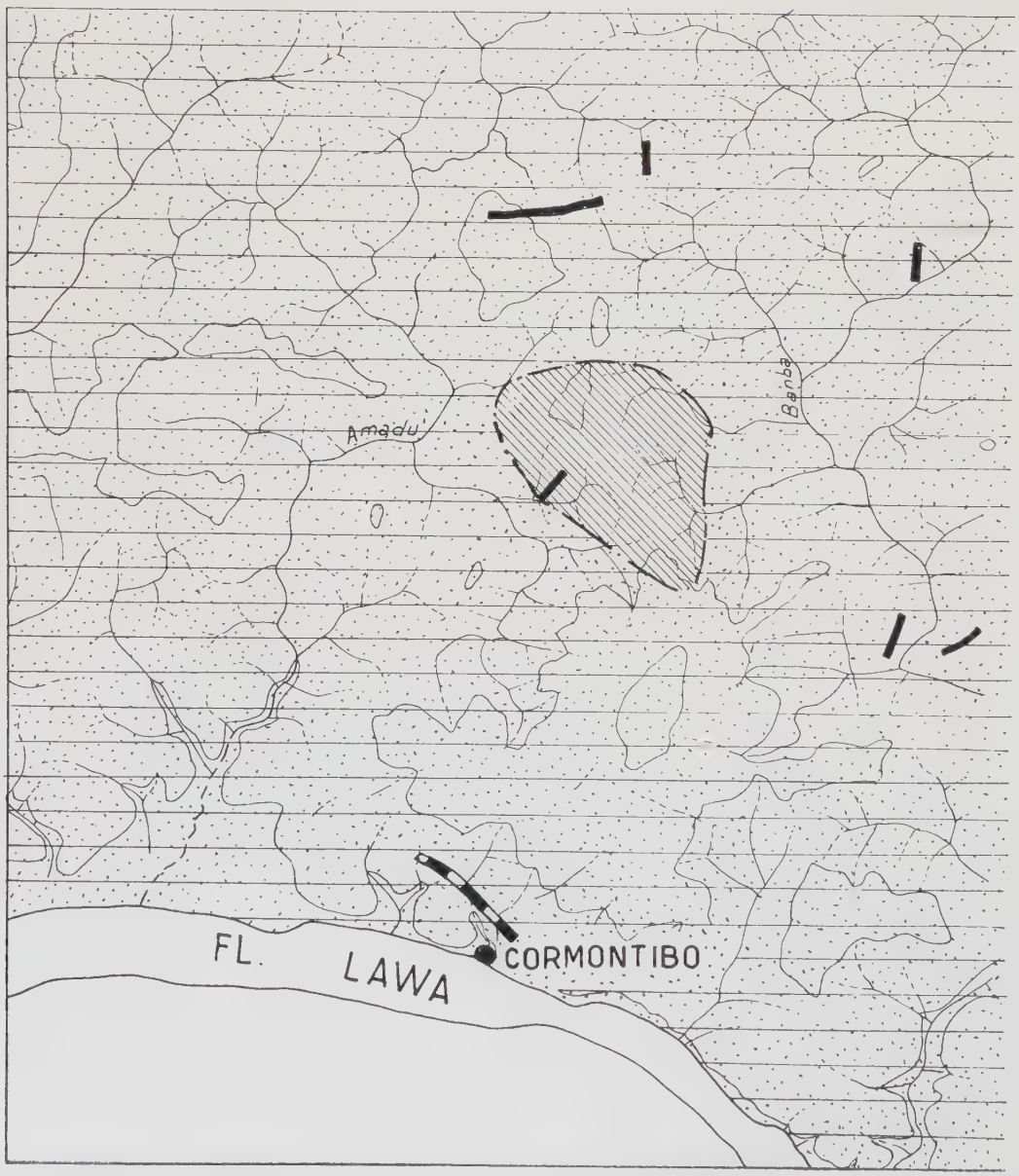
LAVES ACIDES ET SÉDIMENTS
PYROCLASTIQUES MÉTAMORPHISÉS

DOLÉRITE

FILON DE QUARTZ

ÉCHELLE

0km 1 2 3 4km



N.

G

Fig. 27

CHAPITRE VI

ÉTUDE DE LA PARAGÉNÈSE DES FILONS AURIFÈRES

LA PARAGÉNÈSE DES FILONS AURIFÈRES

Les filons aurifères des régions étudiées ont des paragénèses caractéristiques.

En général les minéraux des paragénèses sont peu nombreux et ils se trouvent en traces ou en faible quantité. Leur localisation dans des filons d'une même région est variable et leur plus ou moins grande proportion semble suivre des préférences locales. La distribution des minéraux des paragénèses dans un même filon n'est pas homogène et ils donnent des groupements de formes et de dimensions variées. Ces groupements sont discontinus aussi bien dans le sens horizontal que perpendiculairement au filon.

Nous examinons successivement les minéraux caractéristiques des paragénèses.

1° Tourmaline.

Dans le cas où ce minéral est abondant, les cristaux se localisent principalement vers la partie extérieure des filons et localement pénètrent dans les roches immédiatement encaissantes. Ces cristaux ont alors souvent des formes en bâtonnets fibrolitiques et leur allongement est perpendiculaire à la direction du filon. Par contre quand ils sont isolés dans l'intérieur des filons, les cristaux sont orientés, ou encore font des « tâches » et sont alors disposés en éventail. Il s'agit d'une tourmaline très ferrugineuse ; son polychroïsme est :

ng = brun sombre ;
np = jaune brunâtre.

Le diagramme spectrographique de la microsonde de Castaing montre les raies caractéristiques du fer :

ka donne $\theta^\circ = 16^\circ\ 49'$, etc.

Les cristaux de tourmaline ont fréquemment leur allongement courbé, ou encore ils sont brisés et les microfissures sont remplies par du quartz, de la pyrrhotine, de la chalcopyrite, de la molybdénite ou de l'or.

2° Molybdénite MoS_2.

La molybdénite se trouve dans des filons où la tourmaline est abondante. Les cristaux ont des formes en lamelle et ils sont parfois courbés. Localement la molybdénite englobe des débris de cristaux de tourmaline brisés et elle-même est englobée par des cristaux de pyrite.

Elle a des propriétés optiques classiques ; nous avons mesuré pour le R maximum :

$\lambda = 5\,200$ Ä R = 27,54 %
$\lambda = 5\,600$ Ä R = 26,86 %

couleur blanc gris, polychroïsme très fort. Elle est gris-rosé quand la lamelle est suivant le plan de symétrie du microscope et de teinte sombre, gris olivâtre, quand elle est perpendiculaire.

Le diagramme spectrographique a donné les raies caractéristiques des éléments constitutifs :

Elément	Raie caractéristique	θ°
Mo	Ka	6° 05'
S	Ka	15° 39'

3° Scheelite $CaWO_4$.

La scheelite se trouve associée soit avec la tourmaline, soit avec l'or, la pyrrhotine, la blende et la galène.

Les cristaux ont des propriétés optiques classiques :

R = 10, couleur gris légèrement rosé, polarise faiblement, lumière diffuse abondante blanc-jaunâtre à jaune brun. La luminescence à l'ultra-violet est bleu-clair.

D'après le diagramme spectrographique les éléments constitutifs sont :

Elément	Raie caractéristique	θ°
Ca	Ka	30° 07'
W	La	12° 44'

4° Pyrrhotine FeS.

La pyrrhotine est assez abondante dans les filons riches en tourmaline et aussi dans les filons riches en galène et blende. Les cristaux ont les propriétés suivantes que nous avons mesurées :

$\lambda = 5\,200$ Ä R = 34,51 %
$\lambda = 5\,600$ Ä R = 39,1 %

couleur rosée, le polychroïsme est à peine distinct, la polarisation est moins forte que la polarisation de la pyrrhotine ordinaire, les teintes de polarisation sont gris-verdâtre, rose violacé, jaune-bronzé. La pyrrhotine forme des associations capricieuses avec la chalcopyrite. Parfois elle se trouve dans la blende et les cristaux sont en rubans orientés parallèlement suivant les symétries des cristaux de blende.

5° CUBANITE $CuFe_2S_3$.

Il existe quelques cristaux de cubanite dans ces filons où la tourmaline est abondante. Elle est presque toujours associée avec la chalcopyrite et la pyrrhotine. Parfois elle constitue l'extrémité des cristaux de chalcopyrite et de pyrrhotine.

Elle a des propriétés optiques classiques :

R = 44, blanc jaunâtre à nuance brun rosé, coloration plus pâle que la chalcopyrite et léger polychroïsme ; polarise vivement avec des couleurs variées.

6° CHALCOPYRITE $Cu_2S.Fe_2S_3$.

La chalcopyrite est fréquemment associée à la pyrrhotine, à la tétraédrite et à la blende.

Dans ce dernier cas, les cristaux de chalcopyrite sont en petits rubans parallèles et ils suivent les symétries des cristaux de blende. Les cristaux ont les propriétés optiques suivantes pour le pouvoir réflecteur maximum :

$\lambda = 5\,200$ Ä R = 37,4 %
$\lambda = 5\,600$ Ä R = 43,35 %

couleur jaune laiton, teinte de polarisation distincte, nuance bronzée et bleu clair.

D'après les diagrammes spectrographiques, les éléments constitutifs sont :

Elément	Raie caractéristique	θ°
Cu	Ka	13° 18'
Fe	Ka	16° 49'
S	Ka	15° 39'

7° TÉTRAÉDITE $Sb\ S_3\ Cu_3$.

Elle est du type panabase, les cristaux sont soit isolés dans le quartz, soit associés à la chalcopyrite dans les filons riches en galène et blende. Par contre la tétraédrite est absente dans les filons où la tourmaline est abondante.

Les cristaux ont les propriétés optiques classiques :

R = 30, couleur gris clair, légèrement olivâtre ; isotrope.

8° PYRITE FeS_2.

Bien que la pyrite se trouve dans tous les filons, localement sa concentration varie inversement à celle de la tourmaline. Ce cas paraît très caractéristique dans la région du Vieux-Callao, au Venezuela. En général, les cristaux de pyrite ont des formes cubiques ; localement ils sont brisés et les microfissures et les débris sont cimentés par de l'or, de la chalcopyrite, du quartz ou de la galène.

Les formes octaédriques paraissent moins fréquentes.

Les cristaux ont les propriétés optiques suivantes :

$\lambda = 5\,200$ Ä R = 51,68 %
$\lambda = 5\,600$ Ä R = 54,4 %

poli médiocre, jaune pâle, isotrope.

D'après le diagramme spectrographique, les éléments constitutifs sont :

Elément	Raie caractéristique	θ°
Fe	Ka	16° 49'
S	Ka	15° 39'

9° Or.

La place et la forme des cristaux d'or sont très variables. Ils se trouvent soit isolés dans le quartz, soit en remplissage de microfissures des cristaux de tourmaline, soit souvent englobés par de la pyrrhotine et de la chalcopyrite. L'or se trouve aussi fréquemment associé avec de la pyrite et il se place alors dans la masse de la pyrite en forme de micropépites, ou au contact des cristaux idiomorphes de pyrite et de quartz. Enfin il remplit des microfissures de cristaux brisés de pyrite. Les cas où il est englobé par de la scheelite et de la galène ne sont pas rares.

Les cristaux sont en général allotriomorphes. Les formes les plus caractéristiques sont micropépitiques ou en microveinules surtout quand l'or se trouve au contact des cristaux de quartz. Parfois apparaissent des formes octaédriques dans les cas où l'or se trouve en inclusions dans les cristaux de quartz. Les cristaux d'or sont de couleur variable : jaune à jaune orange. Ils présentent toujours une légère anisotropie et la couleur entre nicols croisés est d'un vert particulier.

$\lambda = 5\,200$ Ä R = 54,40 %
$\lambda = 5\,600$ Ä R = 76,88 %

La structure est à macles et en agrégats.

10° Arsénopyrite (mispickel) AsFeS.

Ce minéral se trouve uniquement dans des filons à galène et blende. Les cristaux sont idiomorphes, en prismes allongés ; ils sont généralement en groupes et sont fréquemment brisés et cimentés par du quartz. Fréquemment aussi on voit des cristaux idiomorphes d'arsénopyrite englobés par des cristaux également idiomorphes de pyrite. L'arsénopyrite a ses propriétés optiques classiques :

$\lambda = 5\,200$ Ä R = 47,6 %
$\lambda = 5\,600$ Ä R = 51,17 %

couleur jaunâtre-rosâtre, teinte de polarisation très vive avec nuances assez fraîches gris-bleu, violacé, jaune bronze, devenant vert clair et rose violacé en décroisant les nicols.

D'après le diagramme spectrographique les éléments constitutifs sont :

Elément	Raie caractéristique	θ°
As	Ka	10° 17'
Fe	Ka	16° 49'
S	Ka	15° 39'

11° Tétradymite Bi_2Te_2S.

Ce minéral se trouve dans des filons à tourmaline abondante et aussi dans des filons à galène et blende. Dans le premier cas les cristaux sont isolés dans le quartz et moins fréquemment se trouvent associés avec la pyrrhotine et la chalcopyrite. Dans le deuxième cas, ils se trouvent fréquemment en inclusions dans la galène et rarement dans le quartz.

Les cristaux présentent les propriétés optiques suivantes :

$\lambda = 5\,200$ Ä R = 52,7 %
$\lambda = 5\,600$ Ä R = 54,4 %

couleur jaune rosé, la polarisation est très faible, gris brunâtre à peine distincte. Les cristaux ont des formes en baguettes allongées.

D'après l'étude à la microsonde de Castaing, les éléments constitutifs sont :

Elément	Raie caractéristique	θ°	Canada Région Timmins	Guyane Région St-Léon	Guyane Région Bouba-Soula	Guyane Région Saül
Bi	La	9° 51'	58,6%	57,8%	56%	60,6%
Te	La	29° 24'	34,5%	35,8%	32,9%	33,2%
S	Ka	15° 39'	2,86%	4,9%	5,70%	5,2%

12° Altaite PbTe.

L'altaïte se localise en quelques petites inclusions, uniquement dans la galène.

Les cristaux ont les propriétés optiques suivantes :

$\lambda = 5\,200$ Ä R = 60,01 %
$\lambda = 5\,600$ Ä R = 61,32 %

couleur crème à jaune bleuté isotrope.

D'après l'étude à la microsonde, les éléments constitutifs sont :

Elément	Raie caractéristique	θ°	%
Pb	La	10° 07'	63,5
Te	La	29° 24'	35,4

13° Petzite Ag_3AuTe_2.

La petzite se trouve en petits cristaux soit dans la galène, soit isolée dans le quartz.

Les cristaux se caractérisent par un pouvoir réflecteur R = 48.

Leur couleur est gris clair à reflets lilas à rose clair. Polarisation faible gris brunâtre-rose grisâtre.

14° Hessite Ag_2Te.

La hessite se trouve en petits cristaux dans la galène et associée avec la petzite dans le quartz. Les cristaux sont caractérisés par des rayures du polissage et ils se ternissent très vite à l'air. Leur couleur est gris-blanc, avec une anisotropie très distincte. La teinte de polarisation est orangé-sombre.

$\lambda = 5\,200$ Ä R = 40,02 %
$\lambda = 5\,600$ Ä R = 51,68 %

D'après la microsonde les éléments constitutifs sont :

Elément	Raie caractéristique	θ°	%
Ag	La	38° 17'	63
Te	La	29° 24'	37,2

15° Blende ZnS.

La blende se trouve fréquemment associée à la galène et à la pyrrhotine.

Elle se caractérise par le fait qu'il existe dans sa masse de nombreux cristaux orientés de chalcopyrite ou encore de pyrrhotine. Il s'agit d'une blende ferrugineuse. Sa lumière diffuse interne est rouge très prononcée. La blende englobe localement de l'or et d'autres minéraux et elle-même est parfois englobée par de la galène.

$\lambda = 5\,200$ Ä R = 15,98 %
$\lambda = 5\,600$ Ä R = 16,49 %

D'après la microsonde les éléments constitutifs sont :

Elément	Raie caractéristique	θ°	%
Zn	Ka_2	12° 23'	64,4
S	Ka	15° 39'	32,2
Fe	Ka	16° 49'	1,24

16° Galène PbS.

La galène ne se trouve pas dans les filons à tourmaline abondante. Elle englobe fréquemment de l'or et de nombreux autres minéraux. Les minéraux avec lesquels elle est le plus fréquemment associée sont : la blende, la pyrite, l'or et surtout les tellurures.

Les cristaux ont les propriétés optiques classiques :

$\lambda = 5\,200$ Ä R = 40,8 %
$\lambda = 5\,600$ Ä R = 40,12 %

couleur blanc légèrement rosâtre, isotrope, à arrachements triangulaires alignés.

D'après les diagrammes spectrographiques les éléments constitutifs sont :

Elément	Raie caractéristique	θ°
Pb	La	10° 07'
S	Ka	15° 39'

TABLEAU IX

PARAGÉNÈSES DES FILONS AURIFÈRES

Régions	Tourmaline	Molybdénite	Scheelite	Pyrrhotine	Cubanite	Chalcopyrite	Tétraédrite	Pyrite	Or	Arsénopyrite	Tétradymite	Altaïte	Petzite	Hessite	Blende	Galène
A. — *Guyane Française.*																
1. Saint-Elie	+	....	....	+	....	+	....	+	+	+	....	....	....	....	....	+
2. Adieu-Vat.	++	....	....	+	....	+	....	+	+	....	....	....	....	....	+	....
3. Ipoucin	+	....	....	....	....	+	....	+	+	....	....	....	....	....	....	....
4. Saint-Léon	+	....	....	....	....	+	+	+	+	....	+	....	....	....	+	+
5. Devez-Changement	+	....	....	....	....	+	+	+	+	+	....	....	....	....	+	+
6. Destinée-Certitude..	+	....	....	....	....	+	....	+	+	....	....	....	....	....	....	....
7. Bouba-Soula	....	....	....	....	....	+	....	+	+	....	+	....	....	....	....	....
8. Kokoye-St-Jean	+	....	....	....	....	+	....	+	+	....	....	....	....	....	....	....
9. Crique Sparouine	+	....	....	....	....	....	....	+	+	....	....	....	....	....	....	....
10. Cormontibo	....	....	....	....	....	....	....	+	+	....	....	....	....	....	....	....
11. Saül	++	+	+	+	+	+	....	+	+	....	+	....	....	....	....	....
12. Impératrice	+	....	....	+	....	+	....	+	+	....	....	....	....	....	....	....
13. Dorlin	+	....	....	+	....	+	+	+	+	+	....	....	....	....	+	+
14. Sophie	+	....	....	....	....	+	+	+	+	....	....	....	....	....	+	+
15. Elysée P I	+	....	....	....	....	+	....	+	+	....	....	....	....	....	+	....
16. Bois-Canon	....	....	....	....	....	+	....	+	+	....	....	+	....	....	+	+
17. Sapokay	+	....	....	....	....	+	....	+	+	....	....	....	....	....	....	....
B. — *Venezuela*																
1. Tomi	++	....	....	....	....	....	....	+	+	....	....	....	....	....	....	....
2. Vieux Callao	+	....	....	....	....	+	....	+	+	....	....	....	....	....	....	....
C. — *Canada.*																
1. Filons dans les granites	++	....	....	+	....	+	....	+	+	....	....	....	....	....	....	....
2. Filons dans les Mines Pamour, Dome, Preston Mc Intyre.	+	....	+	+	....	+	+	+	+	+	+	....	+	+	+	+

\+ traces.
++ très abondants.

SUCCESSION CHRONOLOGIQUE DES MINÉRAUX DES PARAGÉNÈSES

La figure 28 (p. 120) donne une idée générale des phases chronologiques dans lesquelles les divers minéraux des paragénèses se sont formés. Ces différences chronologiques laissent penser que chaque minéral ne se forme pas indifféremment dans toutes les conditions. Il existe pour chacun des conditions favorables, spécifiques, dont la durée peut être brève ou longue comme le montre le tableau. De même peut-on écrire qu'il existe pour chaque minéral un degré d'indépendance plus ou moins grand vis-à-vis des conditions générales.

Les conditions favorables sont les conditions dans lesquelles chaque minéral a la plus forte probabilité de cristalliser et donc d'être concentré. En général dans les filons, il n'existe qu'une seule association minéralogique correspondant à des conditions favorables, mais avec des tolérances. On voit par exemple que presque toujours la plus grande partie de la tourmaline est formée au début du remplissage des filons tandis que l'arsénopyrite, la blende, la galène, les tellurures, le sont tardivement et plus ou moins vers la fin. Les autres minéraux tels que pyrrhotine, chalcopyrite, scheelite, molybdénite, tétradymite peuvent se former dans les deux cas mentionnés. L'or et la pyrite, bien que se formant dès le début du remplissage et associés à la tourmaline, sont cependant plus concentrés dans le deuxième cas, en association avec l'arsénopyrite, la blende et la galène.

CLASSIFICATION GÉOCHIMIQUE DES ÉLÉMENTS DES MINÉRAUX DES PARAGÉNÈSES

Le tableau des pages 118 et 119 indique les éléments chimiques majeurs et les oligo-éléments dont sont formés les minéraux des paragénèses ; nous l'avons établi à l'aide de déterminations spectrographiques effectuées sur nos échantillons au laboratoire du B.R.G.M. Outre son caractère documentaire, ce tableau permet de discuter la métallogénie de l'or. Dans le tableau les éléments sont classés dans l'ordre de leur poids atomique. On voit que les éléments des paragénèses constituent trois groupes différents :

a) Groupe du silicium.

Dans ce groupe entrent les éléments légers. Leur poids atomique varie de 10,82 à 28,8. Les éléments majeurs sont : B, O, Al, et pour les oligoéléments : Na, Mg, Ca, Ti, Mn, Fe.

Avec le silicium ces éléments forment la tourmaline et le quartz.

b) Groupe du soufre.

C'est le plus important. Il se divise en deux parties :

— *première partie :*

Elle comprend les éléments dont les poids atomiques varient entre 32,06 et 63,57. Les éléments majeurs sont : Fe et Cu et les oligoéléments : Ni et Co. Ces éléments forment avec le soufre les minéraux tels que la pyrite, la chalcopyrite, la pyrrhotine, la cubanite.

— *deuxième partie :*

Elle comprend des éléments dont les poids atomiques varient de 65,38 à 209. Les éléments majeurs sont : Zn, As, Mo, Sb, Te, Bi et les oligoéléments Ca, Se, Cd, Sn, Pt, Ni, Co.

Avec le soufre ces éléments ont formé des minéraux tels que la molybdénite, l'arsénopyrite, la blende, la tétradymite, la tétraédrite, les tellurures, la galène.

c) Groupe des éléments a l'état natif.

C'est surtout l'or qui se trouve à l'état natif. Comme l'indique le tableau l'or a un poids atomique élevé : P = 197,2.

Conclusion.

Cette classification montre que les minéraux des paragénèses forment trois groupes :

a) minéraux formés par des éléments légers ;

b) minéraux formés par des éléments moyens ;

c) minéraux formés par des éléments lourds.

Comme on le sait, le développement ou la naissance d'un minéral dépend principalement du nombre et de la masse atomique des éléments chimiques constitutifs. Dans les filons de quartz aurifères étudiés il n'existe pas dans un même filon d'association notable de tourmaline (constituée par des éléments légers) et de blende, galène (constituées par des éléments lourds). Les minéraux formés par des éléments moyens peuvent être associés avec ceux des deux autres groupes. L'or, bien qu'il existe associé avec des minéraux formés d'éléments légers (tourmaline), est plutôt associé avec des minéraux formés d'éléments moyens et surtout avec des minéraux formés d'éléments lourds, tels que Zn, As, Sb, Pb, Bi.

Ceci explique le fait que l'or est plus abondant lorsque la paragénèse des filons aurifères comprend aussi blende, arsénopyrite, galène, tellurures. En Guyane dans les régions aurifères (Sophie, Saint-Léon, Bois-Canon, Dorlin, Saint-Elie), où il y a blende, pyrite, galène, arsénopyrite, tellurures, la teneur en or est toujours très élevée. Au Venezuela, la minéralisation aurifère du Vieux-Callao est associée avec de la pyrite très abondante et aussi avec de la chalcopyrite. Au Canada, dans la région Timmins, les grandes exploitations minières sont dans des filons à arsénopyrite, blende, galène, tellurures, chalcopyrite, pyrite, pyrrhotine.

PHÉNOMÈNES SECONDAIRES

Les minéraux des paragénèses soumis aux conditions climatiques actuelles sont fréquemment transformés par altération météorologique en d'autres minéraux plus stables, ou encore ils ont complètement disparu. Nous citerons les transformations les plus caractéristiques.

Chalcopyrite.

La chalcopyrite se tranforme en bornite, covelline, chalcosine et hydroxydes de fer.

Dans cet enrichissement on distingue deux stades :

— dans le premier, des cristaux de covelline en forme de plumes se développent dans les microcraquelures de la chalcopyrite ou de la bornite ;

— dans le deuxième stade, on distingue dans les craquelures un plus large développement des cristaux de covelline et de chalcosine parfois mélangée avec des hydroxydes de fer.

Pyrite.

La pyrite s'oxyde très facilement en différents hydroxydes avec gœthite et stilpnosidérite prédominant et avec aussi parfois du soufre, natif. Macroscopiquement on voit souvent des cristaux idiomorphes de pyrite altérée dans le quartz saccharoïde. Ces cristaux sont englo-

TABLEAU X

ÉLÉMENTS CHIMIQUES MAJEURS ET LES OLIGO-ÉLÉMENTS DES MINÉRAUX DE PARAGENÈSES

Eléments	B	O	Na	Mg	Al	Si	S	Ca	Ti	Cr	Mn	Fe	Co	Ni
Poids atomique	10,82	16	22,99	24,32	26,97	28,8	32,06	40,81	47,9	52,01	54,95	53,85	58,94	58,69
Minéraux														
Tourmaline	++	++	+	+	++	++		+	+	+	+	++	.....	.....
Molybdénite	.....	.....	.....	.....	.....	.....	++	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
Scheelite	.....	++	.....	.....	.....	.....	.....	++	.....	.....	.....	.....	.....	.....
Pyrrhotine	.....	.....	.....	.....	.....	.....	++	.....	.....	.....	.....	++	+	+
Cubanite	.....	.....	.....	.....	.....	.....	++	.....	.....	.....	.....	++	.....	.....
Chalcopyrite	.....	.....	.....	.....	.....	.....	++	.....	.....	.....	.....	++	.....	.....
Tétraédrite	.....	.....	.....	.....	.....	.....	++	.....	.....	.....	.....	+	.....	.....
Arsénopyrite	.....	.....	.....	.....	.....	.....	++	.....	.....	.....	.....	++	+	+
Pyrite	.....	.....	.....	.....	.....	.....	++	.....	.....	.....	.....	++	+	+
Or	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	+	.....	.....
Tétradymite	.....	.....	.....	.....	.....	.....	++	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
Altaïte	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
Hessite	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
Petzite	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
Blende	.....	.....	.....	.....	.....	.....	++	.....	.....	.....	.....	+	.....	.....
Galène	.....	.....	.....	.....	.....	.....	++	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
Quartz	.....	++	.....	.....	.....	++	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....

\+ oligo-éléments ou éléments en traces.

++ éléments majeurs.

ÉLÉMENTS CHIMIQUES MAJEURS
ET LES OLIGO-ÉLÉMENTS DES MINÉRAUX DE PARAGENÈSES

Cu	Zn	Ga	As	Se	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	W	Pt	Au	Pb	Bi
63,57	65,38	69,72	75	78,96	95,95	107,4	112,4	118,7	121	127,6	183,84	195,2	197,2	207,2	209
.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
.....	.....	.....	.....	.....	++	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	++	.....	.....	.....	.....
+	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
++	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
++	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
++	+	.....	+	.....	.....	.....	.....	.....	++	.....	.....	.....	.....	+	+
.....	.....	.....	++	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	+	.....	+
+	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	+	.....	.....
+	.....	.....	.....	.....	.....	+	.....	+	.....	+	.....	+	++	+	+
.....	.....	.....	.....	+	.....	.....	.....	.....	.....	++	.....	.....	.....	.....	++
.....	.....	.....	.....	.....	+	.....	.....	.....	.....	++	.....	.....	+	++	.....
.....	.....	.....	.....	.....	.....	++	.....	.....	.....	++	.....	.....	+	+	.....
.....	.....	.....	.....	.....	.....	++	.....	.....	.....	++	.....	.....	++	.....	.....
+	++	+	.....	.....	.....	.....	+	+	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
+	.....	.....	.....	.....	.....	+	.....	.....	.....	.....	.....	.....	+	++	+
.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....

PHASES CHRONOLOGIQUES DES MINÉRAUX

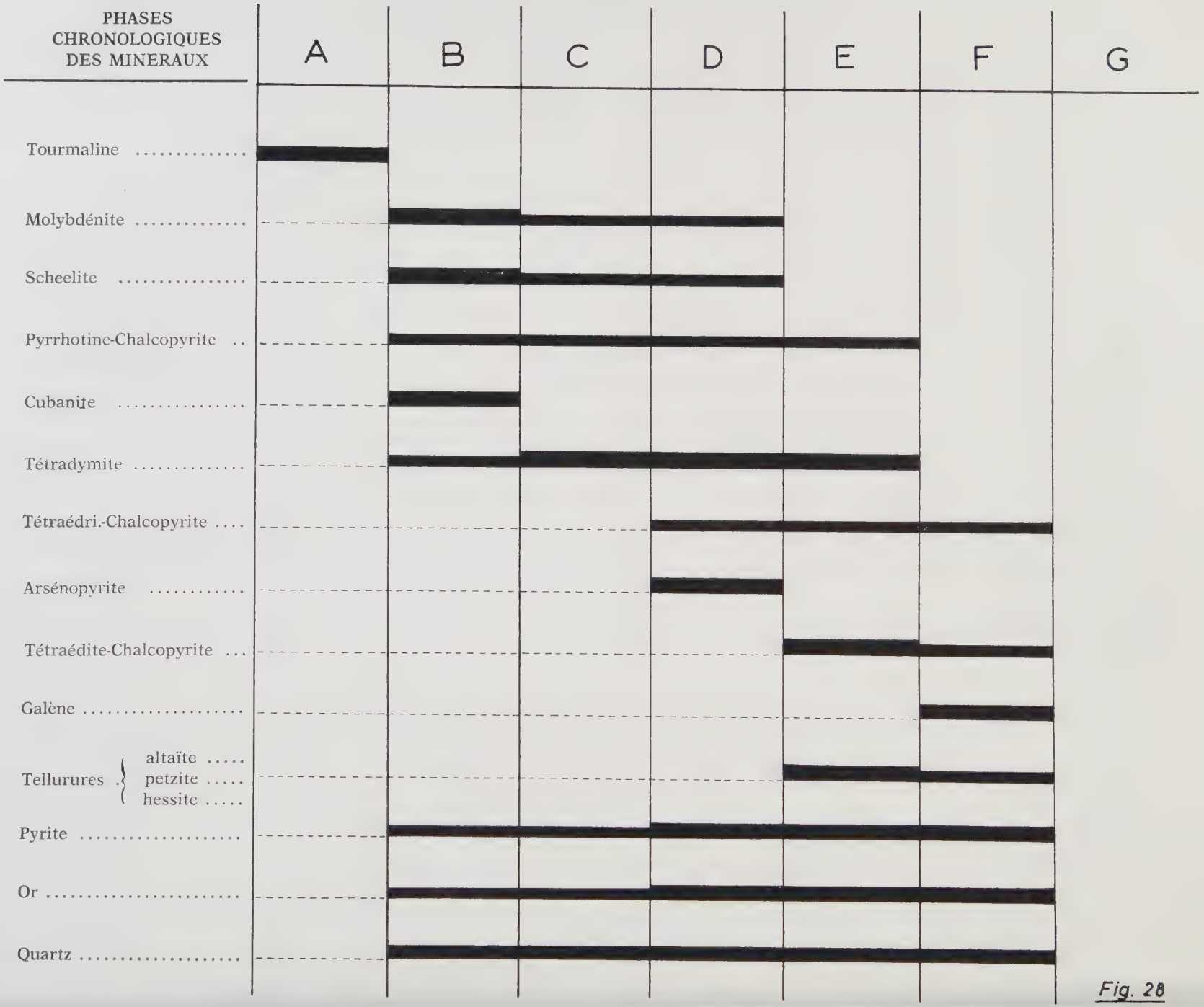


Fig. 28

bés dans plusieurs auréoles limonitiques de couleurs différentes passant progressivement du brunâtre au jaunâtre en s'éloignant du centre.

Au microscope on voit que la transformation de la pyrite donne plus fréquemment de la gœthite et de la stilpnosidérite à structure maillée. Quelquefois il reste des traces de cristaux de pyrite non encore altérés. Cette ambiance limonitique est souvent aurifère et les cristaux d'or se présentent sous les deux formes suivantes :

a) de petits cristaux vermiculaires sous forme de poussière formant des micro-zones dans le cristal de pyrite altéré. Cette forme vermiculaire se trouve probablement en relation avec l'attaque de l'or par $H_2SO_4+Fe_2(SO_4)_3$ provenant de l'altération de la pyrite.

b) des micropépites dans la pyrite altérée avec des cristaux toujours corrodés. Ce phénomène secondaire d'enrichissement des filons en or provenant de l'altération de la pyrite est important au point de vue économique dès que la concentration en pyrite a été suffisante.

Galène.

La galène est localement transformée en anglésite et rarement en cérusite. Cette transformation a presque toujours commencé par la partie extérieure des cristaux et progressé vers leur centre.

Tétradymite.

La tétradymite est fréquemment altérée. Elle donne un minéral de pouvoir réflecteur R = 10, anisotrope, à lumière diffuse abondante, jaune rougeâtre. Il s'agit probablement d'un carbonate plus ou moins hydraté de bismuth.

Pyrrhotine.

La pyrrhotine se transforme en gœthite-stilpnosidérite et parfois en melnikovite-marcasite. Dans ce dernier cas, ces minéraux se présentent avec une structure concrétionnée autour de cristaux de pyrrhotine non encore transformée.

CHAPITRE VII

LA STRUCTURE DU QUARTZ DES FILONS AURIFÈRES

LES INCLUSIONS FLUIDES ET LEUR TEMPÉRATURE D'ÉCLATEMENT

1° La structure du quartz.

Les quartz des filons aurifères présentent trois structures différentes :

a) structure saccharoïde ;
b) structure massive et compacte ;
c) structure géodique ou en mosaïque.

a) *Structure saccharoïde.*

Le quartz se caractérise par une association de petits cristaux allotriomorphes qui ont tous à peu près la même dimension. Il est très poreux, très friable et a une couleur laiteuse ou encore brunâtre. Lorsqu'il y a des infiltrations d'oxydes de fer, les grains ont des contours irréguliers dentelés ou moins fréquemment arrondis. Le quartz ayant cette structure se localise au toit et au mur des filons, en placage discontinu suivant la direction des filons.

Dans le cas où les filons ont une épaisseur faible, ils sont constitués entièrement par du quartz ayant cette structure. La forme arrondie des cristaux semble être liée au lessivage et aux infiltrations d'eau. Cette structure saccharoïde du quartz est indépendante des roches dans lesquelles se trouvent les filons.

Sa genèse primaire est liée à un certain mode de cristallisation du quartz et ne provient pas de phénomènes dynamiques. En général cette structure joue le rôle d'une « éponge » et l'or se localise mieux dans celle-ci que dans les autres structures.

b) *Structure massive et compacte.*

Le quartz est compact, très dur, et il a une couleur laiteuse et moins fréquemment noir-bleuté, ou encore un éclat hyalin. Ces derniers aspects apparaissent surtout dans le cas où la tourmaline est abondante dans le filon.

A cause des phénomènes dynamiques, le quartz compact montre des microfissures disposées irrégulièrement. Il peut localement passer de façon progressive à la structure saccharoïde.

c) *Structure géodique ou en mosaïque.*

Le quartz forme de nombreux cristaux bipyramidés, plus ou moins déformés et parfois disposés en « peigne ». Les allongements des cristaux sont localement parallèles ou encore entrecroisés. Leur dimension ne dépasse pas 5 cm.

2° Les inclusions fluides.

Il est caractéristique de noter que les inclusions fluides, dans le quartz des filons étudiés, sont très petites et nombreuses : comme ordre de grandeur il y a environ 200 000 inclusions par cm^2.

Nous avons étudié, sous la direction de G. Deicha, environ une centaine d'échantillons de quartz des différentes régions de notre travail. Pour la mesure des températures d'éclatement, nous avons appliqué la technique nouvelle que nous avons mise au point avec G. Deicha (p. 126). Il y a deux catégories d'inclusions, primaires et secondaires.

a) *Inclusions primaires.*

Répartition. Les inclusions primaires sont distribuées à peu près régulièrement dans la masse du quartz. En particulier, cette distribution dans les cristaux de quartz saccharoïde confirme que cette structure dépend du mode de cristallisation.

Morphologie. La forme des inclusions est très variable, y compris dans une même esquille.

Nous citerons les formes les plus caractéristiques :

1) formes géométriques ;

2) formes à contours amiboïdes ;

3) formes aplaties ;

4) formes allongées en tubes.

Les inclusions à formes géométriques sont peu nombreuses et toujours bipyramidées. Elles sont en outre localisées dans des filons de quartz à tourmaline abondante et aussi dans des filons de quartz à galène et blende. Elles sont absentes dans le quartz à structure géodique.

Les inclusions à formes aplaties sont plus fréquentes et, statistiquement, elles prédominent dans les inclusions des plus grandes dimensions.

En général la morphologie des inclusions semble être liée à leurs dimensions ; plus elles sont petites, plus leur forme a des contours amiboïdes.

Nature du remplissage des inclusions primaires. Il existe trois types d'inclusions, en accord avec la classification de G. Deicha.

Ce sont : les monophasées, les diaphasées et les triphasées. D'autre part, la méthode par écrasement préconisée par G. Deicha, nous montre qu'il y a fréquemment du gaz sous pression. Nous avons vérifié avec le réactif $Ba(OH)_2$ que ce gaz est du CO_2. Localement il occupe environ 12,5 % du volume des bulles (ainsi qu'on peut en avoir une idée par la diminution du volume quand la bulle se propage dans l'eau de baryte). Le reste du gaz est indéterminé.

Les inclusions *monophasées* contenant du CO_2 se localisent surtout dans les filons de quartz à tourmaline abondante, tandis que dans les filons à structure géodique, elles sont totalement absentes. Les *triphasées* contenant H_2O et CO_2 sous formes gazeuse et liquide sont localisées dans les filons de quartz à tourmaline et aussi dans les filons de quartz contenant divers sulfures tels que arsénopyrite, blende, galène. Dans les filons de quartz à structure géodique elles sont complètement absentes.

Dans tous les cas, il existe aussi des inclusions opacifiées avec un précipité qui donne une lumière diffuse jaune-brunâtre, correspondant probablement à des oxydes de fer.

b) *Les inclusions secondaires.*

Les inclusions secondaires sont petites et orientées suivant divers systèmes de microfissures. Elles sont monophasées et diphasées, contenant H_2O et CO_2. Elles aussi sont localement opacifiées.

c) *Température d'éclatement des inclusions.*

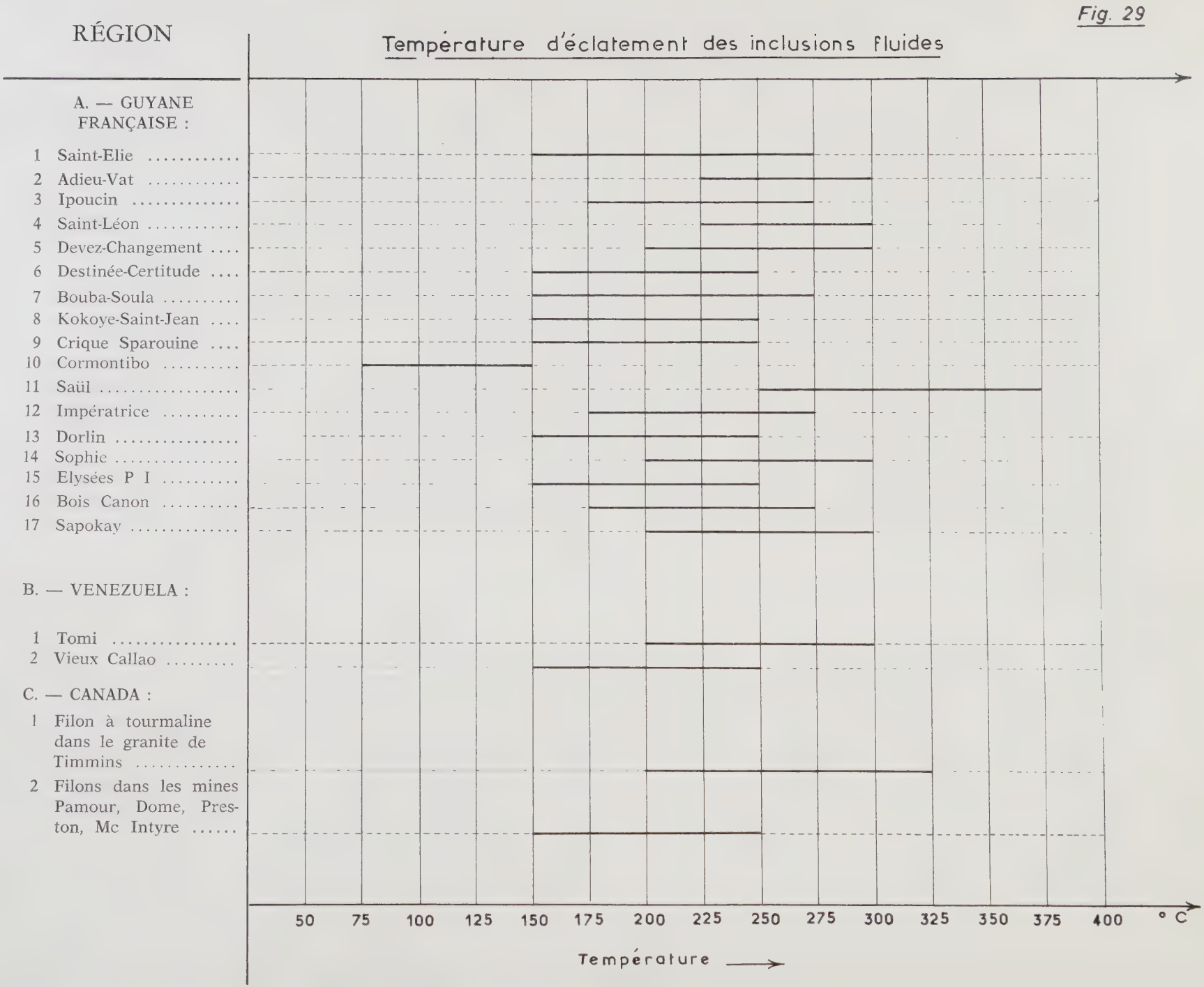
Le tableau (page 126) donne une idée générale de la variation de la température d'éclatement des inclusions primaires du quartz des régions étudiées.

La température d'éclatement des inclusions ne représente probablement pas la température réelle de cristallisation du quartz. On ignore en effet sous quelle pression cette cristallisation s'est faite. D'autre part, cette étude nous a montré que la majeure partie des inclusions secondaires éclatent d'abord ; puis éclatent plus ou moins les grosses inclusions primaires, et enfin les plus petites.

Le nombre des inclusions et aussi leurs caractéristiques montrent que leur genèse est un phénomène général qui a accompagné la formation du quartz des filons aurifères.

La distribution statistique des inclusions primaires et aussi les formes amiboïdes laissent penser que leur place ne correspond pas toujours à un emprisonnement dans les défauts cristallographiques du quartz. Elles correspondraient aussi aux points où il existait un équilibre entre la pression des fluides et la force de cristallisation du quartz, car leur forme correspond à des volumes minimaux. Les inclusions se présentent en « système indépendant » comme les autres minéraux des paragénèses et localement ces systèmes se sont divisés en plusieurs phases.

Fig. 29


RÉGION
Température d'éclatement des inclusions fluides
A. — GUYANE FRANÇAISE :
1 Saint-Elie .....
2 Adieu-Vat .....
3 Ipoucin .....
4 Saint-Léon .....
5 Devez-Changement ....
6 Destinée-Certitude ....
7 Bouba-Soula .....
8 Kokoye-Saint-Jean ....
9 Crique Sparouine ....
10 Cormontibo .....
11 Saül .....
12 Impératrice .....
13 Dorlin .....
14 Sophie .....
15 Elysées P I .....
16 Bois Canon .....
17 Sapokay .....
B. — VENEZUELA :
1 Tomi .....
2 Vieux Callao .....
C. — CANADA :
1 Filon à tourmaline dans le granite de Timmins .....
2 Filons dans les mines Pamour, Dome, Preston, Mc Intyre .....
50 75 100 125 150 175 200 225 250 275 300 325 350 375 400 ° C
Température

CHAPITRE VIII

LA MÉTALLOGÉNIE DES FILONS AURIFÈRES

LES PHASES MÉTALLOGÉNIQUES DES FILONS AURIFÈRES

D'après les minéraux des paragénèses, les structures du quartz et les inclusions fluides, il existe en Guyane trois phases métallogéniques (1), comme le montre le tableau de la page 128.

a) *Première phase.*

Elle se caractérise par une très grande abondance de la tourmaline, les autres minéraux étant : pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite, cubanite, tétradymite, molybdénite, scheelite.

Le quartz a toujours la structure compacte (voir page 123). Il est laiteux et parfois fumé, noir bleuté, ou encore transparent. Les inclusions fluides sont à la fois de type monophasé, diphasé et triphasé. Les cristaux négatifs bipyramidés sont peu nombreux.

En *Guyane* les régions caractéristiques de cette première phase métallogénique sont celles de Saül et d'Adieu-Vat.

Au *Venezuela,* c'est la région Tomi, située 15 km au Nord du Vieux-Callao et au *Canada* ce sont les filons à tourmaline dans les mines de Pamour, Dome et Prestone et aussi dans les granites avoisinants.

b) *Deuxième phase.*

Elle se divise en deux parties :

— *Première partie :* La première partie est caractérisée par le fait que la tourmaline est peu abondante. D'autres minéraux tels que la pyrite et la chalcopyrite sont aussi en faible quantité.

---

(1) J'emploie l'expression de « *phases métallogéniques* » dans le sens de *groupe de caractères observables* : associations minéralogiques ou paragénèses, structure du quartz et inclusions fluides, constants dans les filons. Ces groupes de caractères représentent évidemment des conditions particulières de formation, notamment en ce qui concerne la température, la pression, la concentration des éléments en présence, etc... Ces phases ont un sens chronologique quand les diverses associations coexistent dans un même secteur (Timmins, Canada, par exemple).

Tableau XI : PHASES MÉTALLOGÉNIQUES

Phase	Minéraux des paragénèses	Structure du quartz	Type des inclusions fluides primaires	Régions
1) *Première.* Hypothermale pneumatolytique	Tourmaline abondante Pyrite Chalcopyrite Cubanite Molybdénite Scheelite Tétradymite	Compacte massive	Monophasé CO_2 Diphasé $CO_2 + H_2O$ Triphasé $CO_2 + H_2O$ Cristaux négatifs forme bipyramidée (peu)	a) *Guyane* : 1° Saül. 2° Adieu-Vat. b) *Venezuela* : Tomi. c) *Canada* : 1° Filons à tourmaline dans les granites de Timmins. 2° Filons à tourmaline dans les Mines Pamour, Dome, Preston Mc Intyre.
2) *Deuxième.* *a*) Hypothermale	Tourmaline (peu) Pyrite Chalcopyrite	Compacte et parfois saccharoïde	Diphasé $CO_2 + H_2O$ Triphasé $CO_2 + H_2O$ Cristaux négatifs forme bipyramidée (peu)	*Guyane* : 1° Kokoye. 2° Sparouine. 3° Certitude. 4° Ipoucin. 5° Changement. 6° Saint-Jean. 7° Sapokaye. 8° Impératrice. 9° Bouba-Soula.
b) Mésothermale	Pyrite Pyrrhotine Chalcopyrite Blende Tétradymite Galène Arsénopyrite Tellurures	La structure saccharoïde prédomine	Diphasé $CO_2 + H_2O$ Triphasé $CO_2 + H_2O$ Crixtaux négatifs forme bipyramidée (peu)	*Guyane* : 1° Sophie. 2° Saint-Léon. 3° Saint-Elie. 4° Bois-Canon. 5° Dorlin. 6° Devez. 7° Elysée PI. *Venezuela* : Vieux Callao. *Canada* : Filons dans les Mines Pamour, Dome, Preston Mc Intyre.
3) *Troisième.* Epithermale.	Pyrite (peu) Chalcopyrite (peu)	Géodique ou en mosaïque	Monophasé H_2O Diphasé $H_2O + CO_2$	*Guyane* : Cormontibo.

Le quartz a la structure compacte avec localement la structure saccharoïde. Les inclusions sont des types diphasé et triphasé et les cristaux négatifs sont peu fréquents.

En *Guyane* les régions les plus caractéristiques sont celles de Kokoye, Sparouine, Certitude, Ipoucin, Bouba-Soula, Changement, Sapokaye, Impératrice.

— *Deuxième partie :* La seconde partie est caractérisée par des sulfures tels que pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite, blende, tétradymite, tétraédrite, galène, tellurures.

Le quartz a fréquemment la structure saccharoïde.

Les inclusions fluides sont diphasées et triphasées et les cristaux négatifs bipyramidés n'apparaissent que très rarement.

Les régions caractéristiques sont : en *Guyane* celles de Sophie, Saint-Léon, Saint-Elie, Bois-Canon, Dorlin, Devez ; au *Venezuela* la mine du Vieux-Callao ; au *Canada* les importantes mines de Pamour, Dome, Prestone, McIntyre.

c) *Troisième phase.*

La troisième phase se caractérise par la structure du quartz nettement géodique ou en mosaïque.

Les cristaux sont la pyrite et la chalcopyrite en très faible quantité. Les inclusions fluides sont de type monophasé contenant H_2O et aussi diphasé avec H_2 O et CO_2.

Les cristaux négatifs sont complètement absents.

En Guyane la région caractéristique est celle de Cormontibo du Maroni.

REPARTITIONS DES TENEURS DANS LES FILONS

La teneur en or des filons varie d'une phase métallogénique à l'autre. Généralement la phase à galène, arsénopyrite, blende, pyrite, tellurures a une teneur plus forte que les autres. La teneur présente aussi fréquemment de fortes variations suivant la longueur et la profondeur d'un même filon. Il n'existe aucune règle pour en préciser la répartition.

1) Phase a tourmaline.

En Guyane cette phase (dans la région de Saül) a donné une teneur moyenne de 18 g/t.

La figure 30 indique sa variation sur une longueur de 100 m de filon. Au Venezuela et au Canada cette phase n'est que sporadiquement exploitable.

2) Phase a galène, blende, arsénopyrite, tellurures.

En Guyane cette phase a donné les plus fortes teneurs. La teneur moyenne en est de l'ordre de 30 à 40 g/t.

La figure 31 montre les variations de la teneur suivant l'allongement et la puissance d'un filon.

Au Venezuela et au Canada (Mines Pamour, Dome, Preston, McIntyre) seuls sont exploités les filons se rapportant à cette phase.

3) Phase avec du quartz géodique.

La teneur est extrêmement variable et très discontinue.

Elle est de l'ordre de quelques grammes à la tonne et localement elle a donné 197 g/t.

Saül, Filon « Gros Latil » - Variation des Teneurs

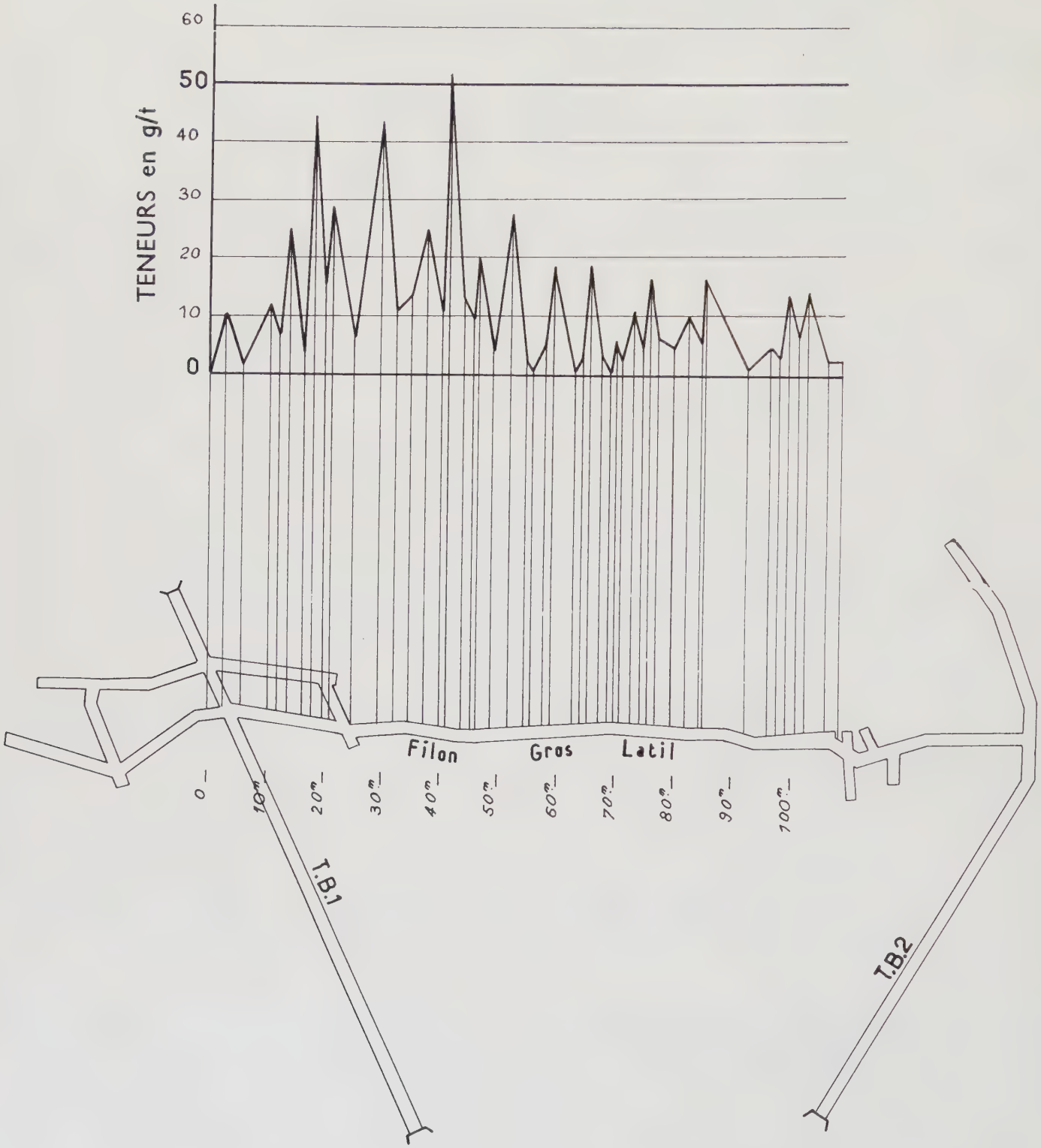
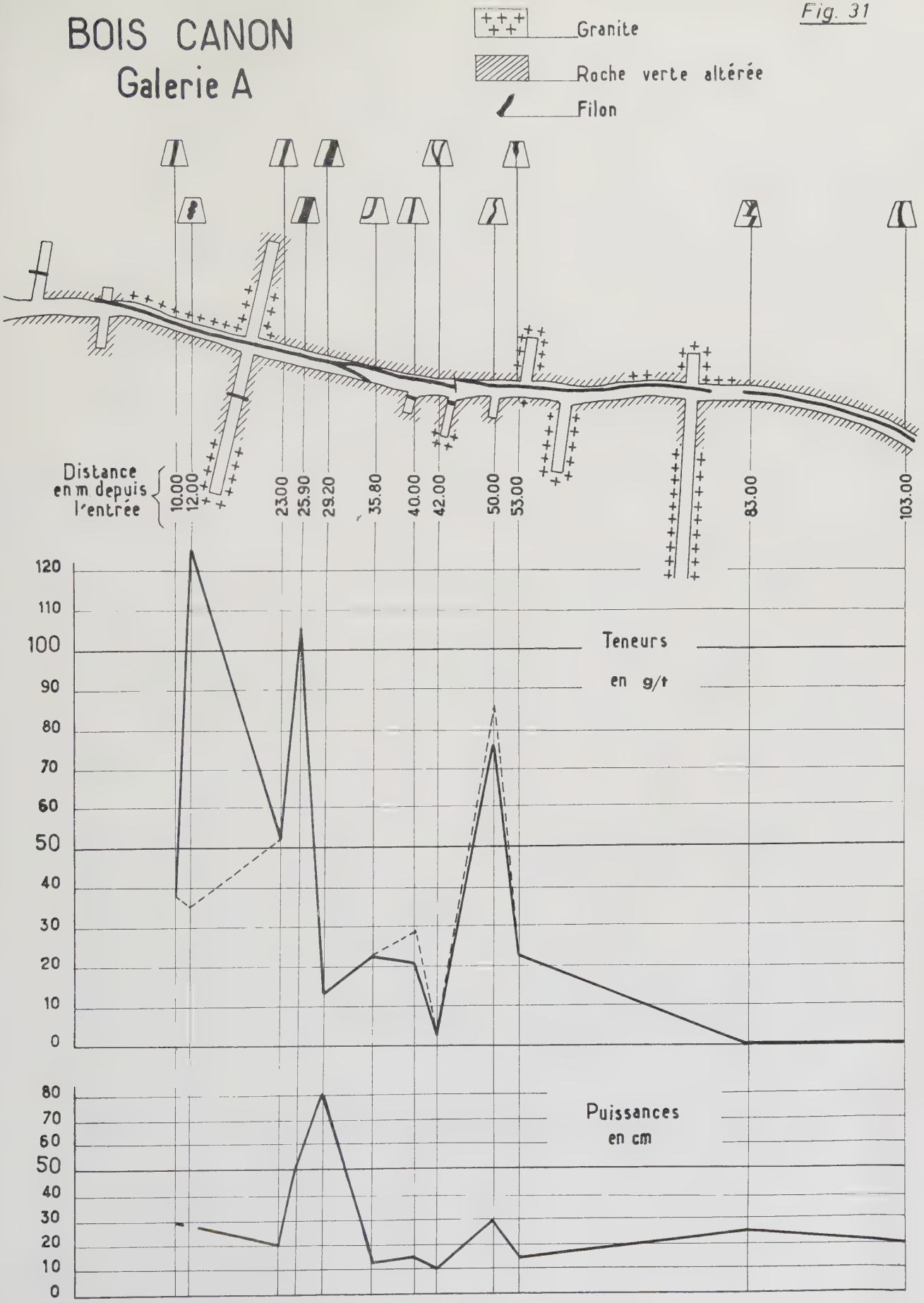


Fig. 30

Fig. 31

BOIS CANON
Galerie A



AGE ABSOLU DES REMPLISSAGES DES FILONS

La galène de la *Guyane Française* est représentée par un échantillon provenant de la région de Sophie, où elle est associée avec de l'or dans un filon du secteur Gros-Chantier.

Pour la galène du *Canada* ; un échantillon provient de la région Timmins. Cette galène était associée avec de l'or dans les filons de la Mine Preston.

Pour la galène du *Venezuela* ; l'échantillon n'a pas été récolté par moi-même comme les deux précédents. Ce minéral n'existe pas dans les filons aurifères du Vieux-Callao. L'échantillon a été donné par le Directeur de la mine et il provient de la région qui se trouve au Sud de la rivière Rio Guyuni.

Les analyses isotopiques des galènes ont été faites par C. Lay du B.R.G.M., à l'Université Libre de Bruxelles, sous la direction du professeur Dr M. Picciotto. Les galènes ont été mises en solution dans l'acide nitrique dilué et le plomb déposé sous forme de nitrate sur un filament de tantale. L'acide borique a été utilisé comme activateur d'émission. Les limites d'âge correspondent à une probabilité de 99,8 % pour que la valeur exacte de l'âge soit incluse dans ces limites. Les écarts sur les rapports isotopiques sont de $\pm 2\,\sigma$ avec

$$\sigma = \sqrt{\frac{\Sigma\ (\Delta x)^2}{n\ (n-1)}}$$

Δx = écart sur une analyse ;
n = nombre d'analyses.

Le tableau ci-après indique que nos galènes ont les âges suivants :

Guyane : 2 295 millions d'années ;
Canada : 2 961 millions d'années ;
Venezuela : 146 millions d'années ;

D'après ces résultats, les galènes de la Guyane et du Canada sont précambriennes tandis que la galène du Venezuela serait du Jurassique supérieur (1). Nous ne sommes pas en mesure d'interpréter les différences existant entre ces trois âges. Nous retiendrons simplement que l'âge de la galène de Guyane qui est associée à la minéralisation aurifère, est analogue à celui de la galène du Canada, et probablement précambrien.

Tableau XII

Rapport isotopique	1 Canada (Timmins)	2 Guyane (Sophie)	3 Venezuela
206/204	13,689 ± 0,069	15,202 ± 0,090	19,037 ± 0,078
207/204	14,792 ± 0,078	15,389 ± 0,096	15,896 ± 0,060
206/207	0,9254 ± 0,0015	0,9878 ± 0,0018	1,1976 ± 0,0015
208/204	33,984 ± 0,149	34,937 ± 0,138	39,445 ± 0,104
Age moyen d'après la table de Pocklet (Oxford)	Limite supérieure 2981 MA	2324 MA	172 MA
	Limite moyenne 2961 MA	2295 MA	146 MA
	Limite inférieure 2943 MA	2270 MA	106 MA

(1) Géochronologie : référence A. Holmes (1960). *Trans. Eding. Géol. Soc.*, 17, par. 3, p. 204.

CHAPITRE IX

LES FORMATIONS ENCAISSANTES DES FILONS AURIFÈRES

En Guyane la plupart des filons aurifères sont localisés dans la formation de Paramaca. Cette formation est très complexe. Les principales roches sont les suivantes :

1) Laves diverses :

a) acides,
b) basiques et sédiments pyroclastiques ;

2) Quartzites ;
3) Schistes métamorphiques.

1) Laves diverses.

a) *Laves acides.*

Les laves acides se trouvent dans les régions de Sophie, Saint-Léon, Dorlin. Ce sont des rhyo-dacites. Les minéraux principaux sont : l'albite, l'orthose, la biotite et le quartz. Les minéraux secondaires sont la chlorite, l'épidote, la zoïsite, la calcite et la séricite. La structure porphyrique prédomine. Les laves sont à peine métamorphisées.

b) *Laves basiques et sédiments pyroclastiques.*

On trouve des laves basiques dans les régions de Cormontibo, de Kokoye et du Maripasoula. Quelques brèches et tufs pyroclastiques leur sont quelquefois associés. Ces laves sont du groupe des andésites. Les minéraux principaux sont l'augite et l'andésine. Les minéraux secondaires, en très faible quantité, sont hornblende verte, calcite et séricite. La structure des laves est porphyrique et les roches n'ont pratiquement pas subi de métamorphisme.

2) Quartzites.

On trouve de petites bandes de quartzites dans le secteur Saint-Jean, Kokoye, situé au Nord de Maripasoula et aussi au NW du village Dagobert, dans la région Sophie. Ces quartzi-

tes sont constitués par des cristaux de quartz très fins, associés avec de la séricite, de l'oligiste et parfois même des inclusions charbonneuses. Les cristaux sont orientés et présentent fréquemment des microplis. Il s'agit d'une formation sédimentaire très discontinue qui a subi un métamorphisme général de faible intensité.

3) SCHISTES.

Les schistes ont une composition minéralogique très variable. En général les minéraux qui prédominent sont les amphiboles, les chlorites et le quartz.

On observe trois générations d'amphiboles :

a) *Amphiboles provenanat de l'ouralitisation des pyroxènes.*

Fréquemment on voit des pyroxènes entièrement transformés en hornblende verte et, dans les cas de transformation incomplète, on remarque une association de ces minéraux (planche XX). La hornblende se caractérise par un polychroïsme variable sur la surface des cristaux et une forme généralement fibrolitique. Cette transformation est générale et indépendante des familles des roches dans lesquelles se trouvent les pyroxènes. Dans la région de Cormontibo-Baduba du Maroni elle existe dans des andésites tandis qu'à Certitude (Haute-Mana), on la trouve dans les pyroxénolites et dans les gabbros.

b) *Amphiboles provenant du métamorphisme de contact dû à la mise en place des granites.*

Par endroit, la formation de Paramaca a subi un métamorphisme de contact et les roches se sont transformées en amphibolites. Ce phénomène a été observé dans les régions suivantes : Baduba du Maroni, Saül (Saut-Cascade), Saint-Elie (Dieu-Merci) (plance XX).

Dans ce cas, la hornblende verte se présente sous forme de cristaux orientés, en baguettes, et elle est associée à de l'épidote, de la biotite et du quartz. En raison de la faible dimension des cristaux, la structure pœciloblastique se présente moins fréquemment et la teinte du polychroïsme est la même sur toute la surface des cristaux. Généralement les cristaux ont une allure plus fraîche que dans les autres amphibolites.

c) *Amphiboles provenant du métamorphisme général.*

Dans ce cas, la hornblende verte se présente avec des structures très différentes des précédentes. Les plus caractéristiques sont les suivantes :

Structure porphyroblastique à grands cristaux de hornblende verte, maclés. Ils sont associés les uns aux autres, donnant dans l'ensemble des formes plus ou moins sphériques ou elliptiques. Parfois on observe dans la même roche une association de quartz, d'épidote et de calcite.

Dans les régions de Saül, Saint-Elie et Cormontibo, la roche se présente sous forme de petits massifs isolés, alors que dans la région de Saint-Léon et à 10 km au SE du village, la roche se présente sous forme de dykes de plusieurs centaines de mètres de longueur.

Généralement il s'agit d'anciennes roches plus ou moins basiques probablement gabbros-dolérites, ou encore des laves basiques ayant subi le métamorphisme général.

*Structure nématoblastique ou schisteuse.*Ce type de roche est le plus fréquent (planche XIX). La hornblende se caractérise par des cristaux de dimension variable. Souvent leur structure paraît être pœciloblastique et ils ont englobé dans leur masse d'autres minéraux. Généralement, dans ce cas, la hornblende est associée à de l'épidote, de la zoïsite, de la chlorite, du quartz, de la calcite et d'anciens squelettes de phénocristaux de feldspaths. Le pourcentage des différents minéraux est variable d'un endroit à l'autre et localement il semble s'agir d'anciens sédiments métamorphisés.

CHAPITRE X

COMPARAISON DES PHASES MÉTALLOGÉNIQUES DE LA GUYANE FRANÇAISE AVEC CELLES DU VENEZUELA (El Callao) ET DU CANADA (Timmins)

GUYANE FRANÇAISE

Comme nous l'avons vu, en Guyane, la minéralisation aurifère est liée à des granites. Elle est localisée soit dans les coupoles granitiques elles-mêmes, soit à leur contact, soit encore dans les roches encaissantes.

Les roches encaissantes sont des rhyo-dacites, des andésites et des schistes chlorito-amphiboliques.

Les filons ont des formes en lentilles, boutonnières et amas.

Il y a trois phases métallogéniques distinctes :

— *Première phase.* — La tourmaline y est très abondante. Les autres sulfures tels que pyrrhotine, cubanite, chalcopyrite, pyrite, tétradymite, scheelite, molybdénite, sont en très faible quantité.

— *Deuxième phase.* — Elle se caractérise par des sulfures tels que pyrite, arsénopyrite, blende, galène, chalcopyrite, tétradymite, tellurures.

— *Troisième phase.* — Elle se caractérise surtout par la structure géodique du quartz. La pyrite et la chalcopyrite sont les seuls minéraux représentés et sont en faible quantité.

EL CALLAO (VENEZUELA)

Les filons sont dans des schistes d'origine détritique, des rhyolites et des sédiments pyroclastiques, des andésites et enfin dans des schistes produits par métamorphisme des laves basiques et des tufs. En général ils sont localisés plus ou moins dans toutes les roches de la région, sauf dans les dolérites qui sont postérieures à la minéralisation.

Ils ont des formes en lentilles, en chapelets et localement en « queue de cheval » avec de nombreux microfilonnets qui sortent du toit et du mur des filons principaux. Leur longueur atteint plusieurs centaines de mètres et leur épaisseur varie de 0,30 à 2 m environ.

Dans la région d'El Callao il n'y a pas d'affleurements de granite. Cependant dans le secteur Tomi qui se trouve à 10 km au NE du Vieux Callao, les filons aurifères sont partout à tourmaline très abondante. Dans le même secteur les roches encaissantes (schistes d'origine détritique) ont aussi de nombreux cristaux de tourmaline et ils semblent avoir subi un métamorphisme de contact dû à un cryptobatholite granitique, dont nous pensons que c'est lui qui a donné la minéralisation aurifère de la région d'El Callao. Dès qu'on s'éloigne plus au sud et dans le secteur du Vieux Callao, la quantité de tourmaline dans les filons diminue tandis que la pyrite devient abondante.

Dans la région d'El Callao il y a deux phases métallogéniques :

— *Première phase.* — La tourmaline est très abondante dans les filons tandis que les autres sulfures tels que pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite sont en très faible quantité. Dans le secteur Tomi, ces filons sont sporadiquement exploités.

— *Deuxième phase.* — Les filons sont riches en pyrite localement associée à de la chalcopyrite. Ce sont les filons du Vieux Callao dans lesquels il y a eu une forte activité minière. La célèbre colonne « Rich-Pay-Shoot » mesure de 200 à 250 m de longueur sur 0,6 à 2 m d'épaisseur et par endroit 9 m. La teneur moyenne était en 1890 de 120 g/t et localement 300 g/t.

RÉGION TIMMINS (CANADA)

Les filons sont localement dans des pillow-lavas, ardoises, conglomérats, quartzites, grauwackes, carbonates, albitites, porphyres et encore dans le granite même comme on le voit tout près de Bobs-lake et Porcupine-lake.

Les filons sont plus ou moins dans toutes les roches sauf dans les dolérites qui sont postérieures à la minéralisation. Ils ont des formes en lentilles, en chapelets et ils forment des champs filoniens plus ou moins parallèles et discontinus dans les sens longitudinal et transversal. Leur longueur atteint par endroit plusieurs centaines de mètres et leur épaisseur varie de 0,20 à 1,50 m.

Dans les Mines Pamour, Dome, Preston, il n'existe pas de granite à proximité immédiate des filons. Nous pensons que la minéralisation aurifère de cette région provient du granite qui se situe tout près de Bobs et Porcupine lakes. La minéralisation est péribatholitique par rapport à ce massif et il y a deux phases métallogéniques principales :

— *Première phase.* — La tourmaline est très abondante dans les filons, tandis que les autres sulfures tels que pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite sont en très faible quantité. Les filons de cette phase ne sont que sporadiquement exploités.

— *Deuxième phase.* — Les filons sont péribatholitiques par rapport au granite et ils apportent en abondance des sulfures tels que pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite, arsénopyrite, tétraédrite, blende, galène, scheelite, tellurures. Cette phase est la principale phase aurifère de la région et elle a donné lieu à une très forte activité minière.

CONCLUSION

Comme le montre le tableau XIII, page 138, les filons sont localisés dans un grand nombre de roches encaissantes sans qu'il existe de roches préférentielles. D'autre part, dans les régions Timmins et El Callao, l'or est concentré dans la deuxième phase. On voit que la même phase existe en Guyane où nous la considérons comme la plus importante au point de vue minier.

TABLEAU XIII

Comparaisons des phases métallogéniques de la Guyane française avec celles du Venezuela (El Callao) et du Canada (Timmins)

	Guyane	Venezuela — El Callao	Canada — Timmins
Formations	1) Rhyo-Dacites. 2) Andésites. 3) Schistes chlorito-amphiboliques.	1) Schistes d'origine détritique. 2) Rhyolites et sédiments pyroclastiques. 3) Andésites. 4) Schistes chlorito-amphiboliques provenant de laves et de tufs métamorphisés.	1) Porphyre. 2) Albitite. 3) Carbonates. 4) Grauwacke. 5) Quartzite. 6) Conglomérat. 7) Ardoises. 8) Pillow-lavas.
Phases métallogéniques	1) Tourmaline (très abondante). Pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite, cubanite, tétradymite, molybdénite, scheelite. 2) Pyrite, arsénopyrite, blende, galène, chalcopyrite, tétradymite, tétraédrite, tellurures. 3) Pyrite, chalcopyrite en très faible quantité.	1) Tourmaline (très abondante). Pyrite, chalcopyrite. 2) Pyrite (très abondante). Chalcopyrite.	1) Tourmaline (très abondante). Pyrite, pyrrhotine. 2) Pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite, arsénopyrite, tétradymite, tétraédrite, blende, galène, scheelite, tellurures.
Origine	Granite	Granite probable (cryptobatholite)	Granite

Coupe schématique d'un thalweg aurifère

ARGILES

GRAVIER AURIFÈRE

ROCHES PRIMAIRES (rhyolites ou andésites ou amphibolites) TRÈS ALTÉRÉES, LATÉRITISÉES

CONCENTRATIONS des hydroxydes de fer en microveinules

CONCENTRATIONS plus ou moins sphériques d'hydroxydes de fer

PÉPITES D'OR

ROCHES PRIMAIRES PEU ALTÉRÉES

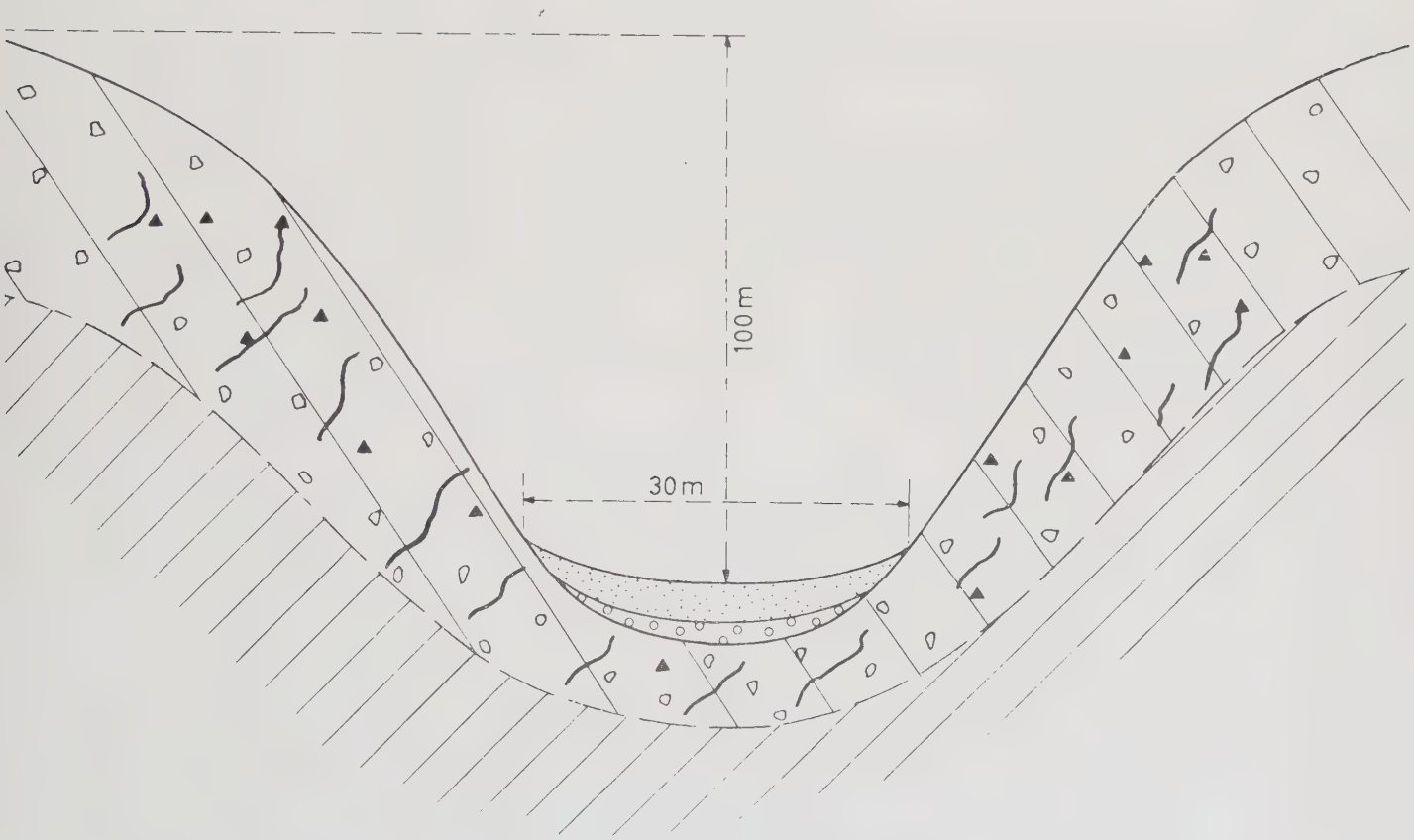


Fig. 32

CHAPITRE XI

L'OR ALLUVIONNAIRE

La morphologie de la Guyane ne permet pas une très grosse concentration d'or dans une seule cuvette. L'or alluvionnaire est presque toujours dispersé dans de nombreuses criques généralement exploitées par des orpailleurs.

Le bed-rock est toujours argileux et l'épaisseur du « gravier » aurifère dépasse rarement 0,50 m. Ce gravier est constitué par des sables grossiers et par des galets de quartz plus ou moins usés. Localement ces galets ont de l'or libre dans leur masse.

Le recouvrement atteint parfois 7 m d'épaisseur. Il est constitué par des sables et des argiles contenant localement des inclusions charbonneuses. La distribution de l'or dans le gravier est très discontinue et il forme de « petites poches » où la teneur peut atteindre 10 g/m^3.

Comme le montre la coupe ci-jointe, il peut exister des pépites éluviales dans les roches latéritisées des districts aurifères, où existent en outre des filons en place et des graviers aurifères dans les criques.

LA RECRISTALLISATION DE L'OR

Nous avons examiné une cinquantaine de pépites qui proviennent de la Guyane Française et aussi quelques échantillons d'Afrique, provenant de la région d'Ity, en Côte d'Ivoire.

GUYANE FRANÇAISE

Les pépites proviennent de la région d'Ipoucin et de Dorlin.

1) Localisation des pépites.

Elles se trouvent dans des roches très latéritisées au pied ou sur les pentes de petites collines. Les roches primaires sont des laves diverses comme les rhyolites, les diabases, les amphibolites. Ces roches appartiennent à la formation de Paramaca.

2) Forme des pépites.

Comme le montre la planche I, les pépites ont fréquemment une forme spongieuse. Les cavités sont plus ou moins sphériques, elliptiques ou encore irrégulières. Dans le cas où elles sont plus massives, elles sont en baguettes, en lamelles ou dentelées.

A l'aide d'une loupe binoculaire on peut voir que certaines sont concrétionnées. Ces derniers cas correspondent à une association de petits cristaux subidiomorphes et d'autres plus ou moins arrondis.

3) Inclusions dans les pépites.

Les pépites contiennent en inclusion des cristaux de quartz, des oxydes de fer et, rarement, du cuivre gris. Les cristaux de quartz sont toujours usés et arrondis et ils ont les caractéristiques des cristaux d'un sable (planche II).

Les oxydes de fer ont aussi des formes arrondies allongées ou encore irrégulières. La forme spongieuse des pépites provient d'inclusions qui ont été dissoutes et ont disparu.

4) La structure des pépites.

Nous avons attaqué des surfaces polies de pépites par l'eau régale HNO_3 + 3HCI. La structure commence à apparaître après une attaque d'une minute et elle se caractérise par des figures de corrosion. Chaque cristal a des propriétés chimiques différentes vis-à-vis du réactif, c'est-à-dire que pour le même temps t (ici t = 1 minute), le nombre des atomes arrachés de la surface des cristaux est différent. Ceci indique que les forces internes qui tiennent les atomes dans les réseaux cristallins, ne sont pas les mêmes suivant les directions.

Il semble que chaque réseau soit formé dans des conditions différentes. Ceci explique la différence des dimensions des cristaux et aussi la naissance de forces internes qui provoquent l'antagonisme des cristaux pendant leur croissance. Les cristaux d'or paraissent avoir des caractéristiques bien individuelles etleurs propriétés semblent varier autour des valeurs moyennes.

Cette étude a mis en évidence l'existence de trois générations successives de cristallisation de l'or disposées de façon grossièrement concentrique de l'intérieur vers la périphérie.

a) *Première génération.* — Elle présente une structure « géodique » ou en mosaïque qui consiste soit en une association de cristaux dont l'allongement est courbe et qui ont localement la forme d'un éventail (planches III, IV), soit en des concrétionnements microcristallins qui ont des formes « vermiculaires » (planche III).

b) *Deuxième génération.* — Cette génération se caractérise par de gros cristaux maclés qui englobent des cristaux de la phase précédente.

Les macles de croissance dans le même cristal sont parallèles ou font des angles variables. Souvent ces macles ne traversent pas entièrement les cristaux mais s'arrêtent à l'intérieur des cristaux (planche VI). Elles sont localement courbées et leur épaisseur varie comme s'il avait existé un antagonisme avec les cristaux voisins, pendant leur croissance (planches V, VI).

c) *Troisième génération.* — Les cristaux sont les plus petits et les moins attaquables. En lumière naturelle ils se caractérisent par une couleur plus orangée que les autres cristaux et ceci indique qu'il y a une différence de composition chimique. Ils sont toujours situés en auréole autour des cristaux de la génération précédente (planche VII), dont localement ils ont aussi rempli les interstices (planche VIII). Quelquefois ces cristaux d'or de la troisième génération contiennent des inclusions d'oxydes de fer avec des formes « graphiques » (planche VIII).

5) Variation de la composition chimique.

Les analyses spectrographiques, contrôlées par analyses chimiques, que nous avons effectuées, nous montrent que la deuxième génération de la cristallisation est plus argentifère que la troisième. Le tableau ci-dessous indique les variations moyennes de teneur en Ag-Cu-Fe pour 4 échantillons.

Génération	Deuxième	Troisième
Ag	2,7%	1,9%
Fe	0,011%	0,003%
Cu	0,003%	0,0006%

Dans le cas où la troisième génération est absente il n'y a pas de différence de teneur en Ag entre les parties intérieure et extérieure des pépites (2 échantillons). Les variations de la teneur en Ag dépendent des générations pendant lesquelles les pépites se sont formées.

6) Étude aux rayons x.

Les diagrammes de poudre Debye-Scherrer (planche XX), ont montré les caractéristiques des plans réticulaires de l'or.

Plans caractéristiques	(111)	(200)	(220)	(311)	(222)
d : intervalle des plans réticulaires correspondant à une raie du diagramme... (angströms)	2,3281	2,0127	1,4434	1,2289	1,1769

Un de ces diagrammes présente une double raie et elle correspond à un plan qui se trouve entre (111) et (200). Dans ce cas le *d* de la raie est 2,087 Å et provient probablement d'une anomalie cristallographique.

ITY, COTE D'IVOIRE

Les échantillons proviennent de la carapace ferrugineuse latéritique de la région d'Ity.

Première génération. — L'or est primaire et il se localise dans de petits cristaux de quartz qui sont localement corrodés (planche X).

Deuxième génération. — L'or est recristallisé et il est fréquemment lié à la gœthite et à la stilpnosidérite exogènes. Il a presque toujours rempli les interstices entre les cristaux et suit bien leur limites (planches X, XI). Dans ces conditions l'or est recristallisé dans un milieu de pH $>$ 7 et cette basicité des solutions a provoqué localement une corrosion sur les contours des cristaux de quartz.

LA SOLUBILITÉ ET LA RÉDUCTION DE L'OR

1) Solubilité.

En Guyane Française, dans les filons de quartz aurifère et aussi dans les roches encaissantes, c'est la pyrite qui prédomine sur les autres minéraux.

Au microscope on voit que la pyrite, dans les filons, est associée fréquemment avec l'or libre et les analyses spectrographiques montrent que l'or semble présent aussi dans le réseau cristallin de la pyrite. A cause de l'oxydation la pyrite est transformée en gœthite et parfois en soufre natif.

On sait que la transformation de la pyrite a suivi généralement les équations suivantes :

$$Fe\,S_2 + 7\,O + H_2O \longrightarrow Fe\,SO_4 + H_2\,SO_4$$
$$2FeS_2 + 15\,O + H_2O \longrightarrow Fe_2\,(SO_4)_3 + H_2\,SO_4$$
$$Fe\,S_2 + Fe_2\,(SO_4)_3 \longrightarrow 3\,Fe\,SO_4 + 2\,S$$

Voie expérimentale. — Nous avons attaqué la pyrite FeS_2 qui contenait de l'or libre dans sa masse par le peroxyde d'hydrogène H_2O_2. Nous avons ainsi effectué la mise en solution de l'or. De l'oxygène est dissous dans l'eau dans la zone superficielle et il joue, comme on le sait le rôle principal dans les oxydations des minéraux.

La réaction d'H_2O_2 sur la pyrite FeS_2 est très vive, elle est exothermique et la température dépasse 100°C.

Comme le montre l'équation :

$$2\,Fe\,S_2 + 15\,H_2\,O_2 \longrightarrow Fe_2\,(SO_4)_3 + H_2\,SO_4 + 14\,H_2O$$

il se produit le réactif : $Fe_2(SO_4)_3 + H_2SO_4$, sulfate ferrique et acide sulfurique. Ce réactif attaque faiblement l'or que contenait la pyrite. L'attaque devient plus forte quand le réactif contient en plus une solution de MnO_2 (hyperoxyde de manganèse). Il se forme probablement un complexe chimique solubilisant l'or.

L'acide sulfurique (qui peut aussi se former par des oxydations d'autres sulfures que la pyrite) attaque l'or en présence des oxydants. Dans la nature, du fait que les dispersions chimiques des solutions oxydantes de Fe-Mn sont les plus abondantes, il semble qu'elles jouent le principal rôle pour la solubilité de l'or. Cette vérification de la solubilité de l'or a été faite par la réaction géochimique que nous avons appliquée suivant la méthode utilisée par le B.R.G.M.

Mode opératoire de la méthode. Nous avons pris 1 gr environ de pyrite aurifère. Après l'attaque par H_2O_2, on filtre la solution pour qu'elle soit claire. On ajoute quelques cm^3 d'HCl et ensuite 10 cm^3 de chlorure stanneux à 20 % pour réduire complètement la solution, puis on ajoute 1 cm^3 de chlorure mercurique à 1 %. Il se forme un voile de mercure gris, puis noir,

qui sert à entraîner l'or. On agite, laisse au repos 15 minutes et on transvase le contenu du bécher dans un tube d'une petite centrifugeuse. Après lavage avec de l'eau déminéralisée, le tube centrifugeur est séché au bain de sable, puis chauffé à feu vif pour distiller le mercure. Après refroidissement du tube de la centrifugeuse on y laisse tomber, à l'aide d'une micro-pipette, une goute de 1/100 de cm^3 d'eau régale pure. On laisse digérer 15 minutes environ en frottant avec un petit agitateur ; on ajoute ensuite 1 cm^3 d'acide HCl à 1 % et on agite avec l'agitateur. On obtient ainsi la solution à essayer.

L'appareil à « confined spot » étant à la position basse, on place dans le joint en matière plastique une rondelle de papier Durieux N 149 ; on introduit dans le tube du haut une goutte de rhodanine, puis à l'aide d'une pipette de précision au 1/100, 0,2 cm^3 de la solution à essayer, et enfin 3 gouttes de rhodanine. On attend 2 minutes puis on relève l'appareil, ce qui crée une dépression facilitant la filtration.

On laisse filtrer, on ouvre ensuite le joint et on retire la rondelle de papier sur laquelle l'or avec la rhodanine a formé des cristaux allongés, couleur rose-violacé, caractéristiques.

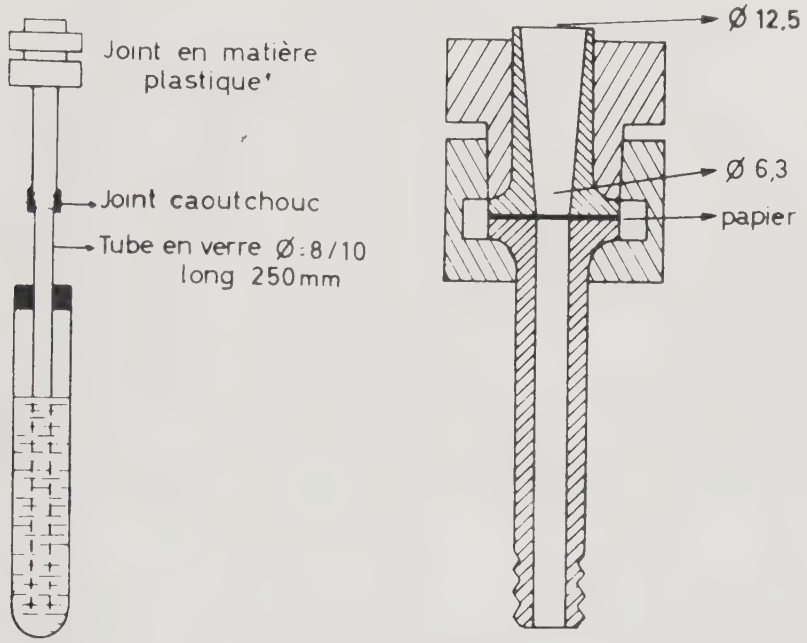


FIG. 33

APPAREIL A « CONFINED SPOT »

2) RÉDUCTION.

Les sels et les complexes de l'or peuvent être réduits par des ions

$$Sn^{++} \text{ — } Ti^{+++}, \quad \begin{matrix} COO^+ \\ | \\ COO^+ \end{matrix} \text{ et par } Fe^{++}.$$

Nous pensons que les ions Fe++ et organiques jouent le rôle principal, dans la précipitation de l'or, qui peut se produire dans un milieu basique à pH $>$ 7.

Mécanisme probable de la recristallisation de l'or. Le complexe contenant l'or solubilisé se forme pendant l'oxydation de la pyrite et des autres sulfures (FIG. 34). Il peut se transporter dans la zone de cémentation et y être réduit et l'or recristallise avec la pyrite et d'autres sulfures. Ce complexe peut aussi subir les phénomènes de latéritisation et localement les ions organiques et les ions Fe++ provoquent la recristallisation d'or avec de la gœthite et de la stilpnosidérite.

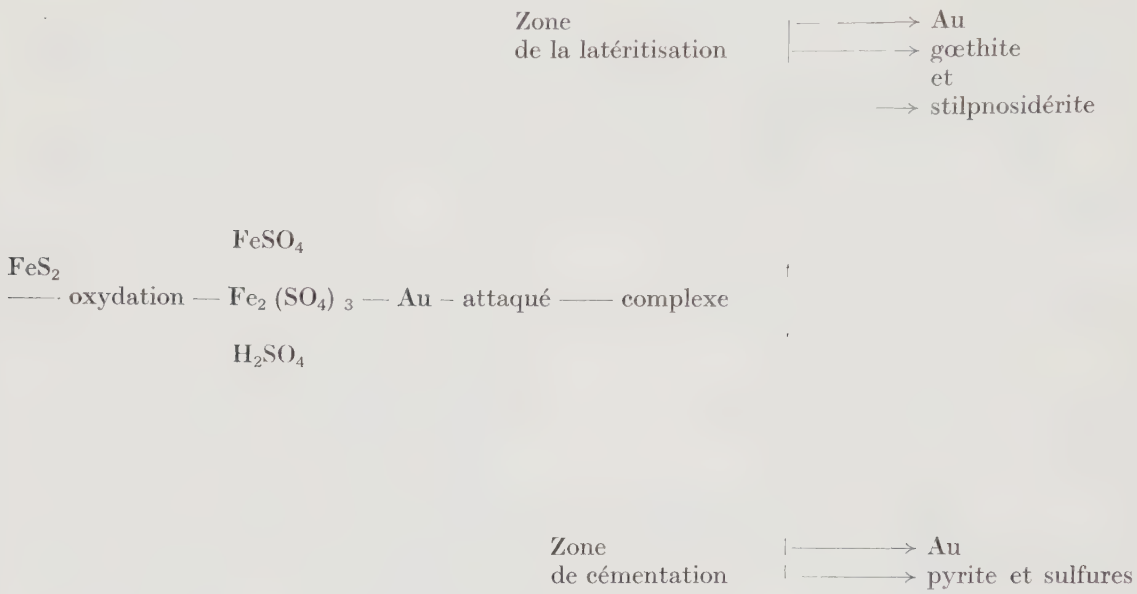


FIG. 34

MECANISME PROBABLE DE LA RECRISTALLISATION DE L'OR

3) CONCLUSION.

D'après ce qui précède on peut conclure que dans les gisements étudiés :

— l'or peut recristalliser dans la zone superficielle ;

— en Guyane il a cristallisé en trois générations successives (p. 128) ;

— chacune de ces trois générations est caractérisée par une structure et une composition chimique différentes.

4) RÉPARTITION DES OLIGO-ÉLÉMENTS EN p.p.m. DANS L'OR FILONIEN ET ALLUVIONNAIRE.

Nous avons dosé les oligo-éléments par la méthode spectrographique. Comme le montre le tableau les oligoéléments sont moins nombreux dans l'or alluvionnaire recristallisé, que dans l'or filonien.

TABLEAU XIV

a) *Or filonien* (en p.p.m.)

Eléments chimiques	N 1	N 2	N 3	N 4	N 5	Lieu des prélèvements
Ag	3400	1650	18000	18000	23000	*a*) Les N 1, N 2, proviennent des filons de la région Saül. (Guyane Franç.)
Pb	.....	.....	475	1450	450	
Pt	.....	.....	Moins de 100	Moins de 100	Moins de 100	
Bi	Moins de 5	12	Moins de 5	Moins de 5	Moins de 5	
Sn	Moins de 100	Moins de 100	Moins de 100	350	Moins de 100	*b*) les N 3, N 4, N 5, proviennent des filons de la région Sophie. (Guyane Franç.).
Fe	.....	.....	20	Moins de 10	30	
Cu	Moins de 100	Moins de 100	Moins de 100	1450	3000	

b) *Or alluvionnaire* (en p.p.m.)

Eléments chimiques	N 1	N 2	N 3	Lieu des prélèvements
Ag	13000	14000	10000	Ce sont trois pépites qui proviennent de la région Ipoucin. (Guyane Française).
Fe	37	10	7	
Cu	160	100	80	

CHAPITRE XII

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

1) Or filonien.

En Guyane française la métallogénie aurifère provient de venues granitiques. Les granites les plus anciens tels que le guyanais et le caraïbe ancien sont calco-sodiques, et ils ont donné uniquement de l'or avec très peu de pegmatites graphiques stériles. Les granites galibi et caraïbe jeune sont plus récents et potassiques, et ont donné d'abondantes pegmatites avec des minéraux de Ta, Nb, Li, Be, Sn et très peu d'or.

— Les filons aurifères sont localisés dans la formation de Paramaca et surtout dans les régions où les granites ont des formes en petites coupoles pointues. Ils sont généralement en position péribatholitique et ils sont soit dans les coupoles mêmes des granites, soit dans les zones de contact des massifs, soit encore plus éloignés dans les roches encaissantes.

Les roches encaissantes de la formation de Paramaca sont des rhyo-dacites, des andésites, et des schistes chlorito-amphiboliques variés.

Au Venezuela (région El Callao) les roches encaissantes sont des schistes à chlorite et quartz (origine détritique), des rhyolites et sédiments pyroclastiques, andésites et tufs, des schistes chlorito-amphiboliques (provenant de laves basiques et de tufs métamorphisés).

Au Canada (région Timmins) les roches encaissantes sont des porphyres acides, des quartzites, des conglomérats, des ardoises, des pillow-lavas (andésites).

On peut conclure que les filons aurifères dans le Précambrien (régions étudiées) ne montrent pas de préférence à être localisés dans une seule roche, mais leur place est liée à la mise en place des granites.

Il y a trois phases métallogéniques distinctes :

a)*Première phase :*

Elle se caractérise par une grande abondance de tourmaline. Les sulfures, en faible quantité, sont la pyrite, la pyrrhotine, la cubanite, la chalcopyrite, la tétradymite, la scheelite, la molybdénite. Le quartz est compact, laiteux, parfois noir-bleuté et rarement hyalin.

b) *Deuxième phase :*

Elle se caractérise par des sulfures tels que la pyrite, l'arsénopyrite, la tétradymite, la chalcopyrite, la blende, la galène, les tellurures. Le quartz a une structure saccharoïde et compacte. L'or est concentré préférentiellement dans cette seconde phase que nous considérons comme la principale phase aurifère.

c) *Troisième phase :*

Elle se caractérise par la structure géodique ou en mosaïque du quartz. Les sulfures sont uniquement représentés par la pyrite et la chalcopyrite en très faible quantité.

2) Hypothèse sur la formation des granites de Guyane.

Comme on le sait il existe actuellement deux grandes théories relatives à l'origine des matériaux des granites.

a) *Première théorie :*

Selon la première théorie, la plus récente, les granites sont le résultat d'une transformation ou d'une métasomatose des roches préexistantes. Celles-ci peuvent être soit des roches volcaniques et plutoniques basiques et acides, soit des roches sédimentaires. Cette théorie est basée sur le fait que parfois il y a un passage progressif entre des roches sédimentaires et des granites.

b) *Deuxième théorie :*

Selon cette seconde théorie les granites ont une origine plutonique, c'est-à-dire que leurs matériaux viennent des profondeurs du globe sous une forme plus ou moins pâteuse, par suite des phénomènes dynamiques. Leurs gisements ont en général une allure plus ou moins intrusive.

En Guyane, dans toutes les régions aurifères, il n'existe aucun passage progressif entre les granites caraïbes et guyanais et leurs roches encaissantes de la formation de Paramaca. Cependant B. Choubert indique ailleurs l'existence d'une feldspathisation étendue à partir de granite et par conséquent un certain passage.

Dans toutes les régions que nous avons étudiées, les contacts des granites sont toujours brusques et les roches encaissantes ont subi ici et là sur quelques mètres seulement un métamorphisme de contact. Le même phénomène existe aussi dans la région Timmins du Canada.

Nous n'avons aucune information certaine quant à l'origine des matériaux avec lesquels se sont formés les granites en Guyane. A défaut de faits certains, on peut supposer que les deux types d'origine, proposée par les deux théories ci-dessus mentionnées, ont joué plus ou moins un rôle dans la formation des granites de Guyane.

Comme nous l'avons vu, la première venue granitique est la principale venue aurifère. Il est possible qu'une partie des matériaux de cette venue provienne des roches acides et basiques et des roches sédimentaires locales. Ces roches ont ensuite été « transformées » et ont donné des granites caraïbes anciens et guyanais. Si on accepte cette hypothèse, *une partie de l'or serait liée génétiquement avec des roches acides-basiques et la granitisation postérieure aurait seulement provoqué la concentration de l'or,* formant des filons.

La deuxième venue granitique, a donné des pegmatites minéralisées en Nb, Ta, Bi, Li, et très peu d'or. Elle se caractérise par les granites galibi et caraïbe récent, qui sont dans l'ensemble plus intrusifs que les granites précédents. Il est probable que la plus grande partie des minéraux des granites de cette deuxième venue provient des parties profondes du globe et par conséquent dans ce cas l'origine de l'or semblerait davantage plutonique.

3) L'or alluvionnaire et sa recristallisation.

L'étude des pépites a montré que l'or peut recristalliser en plusieurs générations.

Dans notre cas il y a trois générations successives et chacune est caractérisée par une structure et une composition chimique différentes.

a) *Première génération :* Les cristaux d'or ont une structure vermiculaire ou en mosaïque.

b) *Deuxième génération :* Les cristaux sont plus gros et toujours en forme d'agrégats avec des macles de croissance.

c) *Troisième génération :* Les cristaux sont petits, moins attaquables, et ils sont disposés en auréoles autour des cristaux de la phase précédente, ou bien ils remplissent les interstices entre ces cristaux.

La distribution des teneurs en Ag dépend des générations dans lesquelles se sont formées les pépites.

L'or est également recristallisé dans la carapace ferrugineuse (latérite) de la région d'Ity en Côte d'Ivoire. Dans ce cas l'or a suivi les phénomènes de latéritisation et il est associé à la gœthite et à la stilpnosidérite exogènes.

D'après ce qui précède on peut penser que la recristallisation de l'or est un phénomène général qui peut exister localement, aussi bien dans la zone de cémentation que dans la zone d'oxydation et de latéritisation, et même dans les graviers plus ou moins argileux.

CONCLUSIONS MINIÈRES

Recherche de l'or filonien.

En Guyane tous les travaux miniers pour la recherche de gisements aurifères filoniens sont superficiels ou limités à une très faible profondeur, trente mètres au maximum. Ce pays est donc tout à fait inconnu en profondeur et nous pensons dans ces conditions, qu'il y a encore une large possibilité pour qu'existent des gisements aurifères exploitables.

Comme nous l'avons vu, la minéralisation aurifère de la Guyane provient des granites de type guyanais et caraïbe, le type caraïbe ancien étant le plus aurifère des deux.

D'autre part entre les différentes phases métallogéniques, l'or est surtout concentré dans la deuxième phase caractérisée par des sulfures tels que pyrite, chalcopyrite, tétradymite, blende, galène et tellurures.

Dans les régions où cette phase existe, les travaux miniers doivent être conduits plus profondément que là où les deux autres phases métallogéniques sont seules représentées.

Les régions dans lesquelles existe cette deuxième phase favorable sont : Sophie, Saint-Léon, Bois-Canon, Dorlin, Saint-Elie, Devez et Elysée-Pi.

Recherche de l'or alluvionnaire.

Du fait que l'or recristallise, une étude des roches primaires latéritisées mérite d'être entreprise dans les régions aurifères, et aussi une étude des graviers des flats des rivières. Dans ces deux cas on peut localement découvrir des gisements exploitables.

BIBLIOGRAPHIE

Arnould M. (1961) — Étude géologique des migmatites et des granites précambriens du Nord-Est de la Côte d'Ivoire et de la Haute-Volta Méridionale. *Mém. B.R.G.M., Fr.*, n° 3, 175 p., 44 fig., 12 pl.

Bateman (1949) — Oxydation et enrichissement secondaire. *Extrait*, 45 p.

Baud L. (1942) — Sur la présence d'or libre dans les roches basiques du cercle de Kaya (Haute-Côte d'Ivoire). *C. R. Acad. Sci., Fr.*

Blanchot A. (1956) — Le Précambrien de Mauritanie occidentale. *Thèse.* Dakar, Grande Imprimerie Africaine, 215 p.

Brinck J.W. (1956) — Goudafzettingen in Surinam. (Gold deposits in Surinam), *Liedse geol. Mededelingen*, Deel 21, Aft. 1, p. 1-246, 82 fig., 1 carte.

Brode W.R. (1952) — Chemical Spectroscopy. John Wiley 8 Sons Ing. New York, 677 p.

Brouwer G. (1959) (cité par Choubert B., 1960).

Buttgenbach H. (1953) — Les minéraux et les roches. Paris, Dunod, éd., 768 p., 613 fig., 3 pl.

Castaing R. (1951) — Application des sondes électroniques à une méthode d'analyse ponctuelle chimique et cristallographique. *Thèse*, 146 p.

Choubert B. (1947) — Géochimie des magmas et permanences statistiques. *Mém. Soc. géol. Fr.*, **26**, n° 1-2, 99 p., 18 fig.

Choubert B. (1949) — Géologie et pétrographie de la Guyane française. *Off. Rech. sci. Outre-Mer*, 117 p., 16 pl., 1 dpl.

Choubert B. (1957) — Corrélation entre le nombre et l'encombrement spatial des atomes dans une venue magmatique. *Mém. Soc. géol. Fr.*, **36**, mém. n° 79, n^e^ 2, p. 1-86, 11 fig., 8 pl. h.-t.

Choubert B. (1957) — Essai sur la morphologie de la Guyane. *Mém. Carte géol. Fr.*, 48 p., 6 fig., 31 pl. h.-t., 5 dpl. h.-t.

Choubert B. (1960) — Les granites précambriens des Guyanes et leur origine probable. *Mém. Carte géol. Fr.*, 1 vol., 176 p., 35 fig., 8 pl. h.-t., 5 cartes dpl. h.-t., 1 dpl. h.-t.

Deicha G. (1955) — Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. Paris, Masson et Cie, éd., 1 vol., 128 p., 13 fig., 12 pl.

Delaitre P. (1937) — Note sur l'organisation de la prospection des gisements aurifères en Guyane française. *C. R. Cong. Rech. Sci.*, Paris.

Emmons W.H. (1937) — Gold deposits of the world. Mc Graw-Hill Book Company Inc. 562 p.

Esparseil R. (1941) — Contribution à la métallogénie des gisements aurifères du midi de la France. *Rev. ind. miné.*, Saint-Etienne.

Fersman A.E. (1931) — Les pegmatites, leur importance scientifique et pratique. *Acad. Sci. U.R.S.S.*

Fleischer M. (1956) — Minor elements in some sulfide minerals. *Econ. geol. Fiftieth aniversary volume*, part. II.

Goguel J. (1952) — Traité de tectonique. Paris, Masson et Cie, éd., 380 p., 203 fig.

Goldschmidt V.M. (1954) — Geochimistry. *Oxford Univ. Press.*

Guinier A. (1956) — Théorie et technique de la radiocristallographie. Paris, Dunod, éd., 736 p.

Ingerson E. (1947) — Liquid inclusions in geologic thermometry. *Amer. Mineralogist*, 32 p.

Jung J. (1958) — Précis de pétrographie. Paris, Masson et Cie, éd., 1 vol., 314 p., 160 fig., 20 pl. h.-t.

KITTEL C. (1958) — Introduction à la physique de l'état solide. Paris, Dunod, éd., 1 vol., 594 p.

LACROIX A. (1932) — Guyane Française. *Publ. Bur. Et. géol. min. colon.*, Paris.

LAFFITTE L. (1943) — Contribution d'une étude sur l'origine de l'or dans les alluvions. *Rev. ind. minér.*, Saint-Etienne.

LAFFITTE P. (1957) — Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Paris, Masson et Cie, éd., 1 vol., 360 p.

LEVAT (1902) — La Guyane Française.

MACHAIRAS G. (1959) — Les pegmatites de la Guyane française. *Communication présentée à la IV*e *Conférence géologique des Guyanes.*

MACHAIRAS G. (1960) — Détermination d'un critère pratique des différenciations magmatiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **11**, p. 76-86.

NICOLAS J. (1957) — Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolin bretons. *Mém. Soc. Fr. Céram.*, n° 34, suppl., 251 p., 48 fig., 10 pl., 1 dpl.

NIGGLI P. (1948) — Gesteine und Minerallagerstätten, I, Basel.

RAGUIN E. (1949) — Géologie des gîtes minéraux. Paris, Masson et Cie, éd., 1 vol., 641 p., 143 fig.

RAGUIN E. (1957) — Géologie du granite. Paris, Masson et Cie, éd., 1 vol., 275 p., 51 fig.

RAGUIN E. (1961) — Géologie des gîtes minéraux. Paris, Masson et Cie, éd., 1 vol., 686 p., 134 fig.

RAGUIN E., MACHAIRAS G. (1956) — Procédé pratique de comparaison des pouvoirs réflecteurs au microscope minéralographique. *Bull. Soc. fr. Min. Crist.*, LXXIX, p. 353-4.

RAMDOHR P. (1955) — Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. *Akademie- Verlag*, Berlin, 870 p.

RANKAMA K., SAHAMA T.G. (1950) — Geochemistry. *Chicago, University Press*, 912 p.

ROUTHIER P., GAUTSH J.P. (1958) — Proposition d'une règle de répartition zonale des concentrations d'uranium par rapport aux plutons. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **247**, n° 20, p. 1750-1753.

SCHNEIDERHOHN H. (s.d.) — Traité des gîtes métallifères. Tome II. Traduction de Madame PECARD. *Serv. géol. Maroc*, 245 p.

VINCIENNE H. (1957) — Etude métallogénique de minerais du Guelb, Moghrein à Akjoujt (Mauritanie). *Bull. Direct. fédér. Mines Géol.*, n° 20, p. 259-312, 5 pl.

ANNEXE

TABLEAUX DES ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES

GRANITE GALIBI (Guyane française)

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	71,92	71,43	75,35	72	72,62	71,68	71,19	70,71	73,74	68,75	70,86	77,10	71,35
TiO_2	0,30	—	0,24	0,65	—	—	—	0,09	0,10	0,30	0,45	0,25	0,35
Al_2O_3	16,05	15,93	12,73	16,60	15,25	15,12	16,16	15,28	15,16	15,59	15,01	12,30	13,95
Fe_2O_3	0,41	0,90	0,18	—	1,48	1,53	1,05	0,66	1,11	0,92	0,62	1,30	1,11
FeO	0,57	1,00	1,26	0,45	0,60	0,44	0,86	0,98	1,19	0,50	1,65	0,35	2,14
MnO	0,06	—	0,08	—	0,03	0,02	—	0,02	0,01	0,01	—	0,06	—
MgO	0,53	0,08	0,14	0,25	—	0,04	0,16	0,28	—	0,60	—	0,30	—
CaO	1,08	1,68	1,31	0,60	0,91	0,63	1,12	1,47	1,12	0,76	1,63	0,18	1,56
Na_2O	3,85	4,04	3,23	3,00	1,80	2,10	3,89	4,06	2,80	4,10	3,50	2,80	3,40
K_2O	4,75	5,06	4,45	5,00	5,10	4,90	4,98	5,15	4,70	7,60	5,20	4,85	5,00
P_2O_5	0,24	—	0,25	0,35	0,50	0,50	0,35	0,28	0,08	0,12	0,28	0,05	0,26
H_2O^+	0,09	—	0,92	1,75	1,00	1,98	1,10	1,33	0,55	0,30	0,60	0,55	0,60
H_2O^-	0,05	—	0,20	0,05	0,67	0,74	—	0,03	0,10	0,06	0,04	0,25	0,08
	99,90	100,12	100,34	100,70	99,96	99,68	100,86	100,36	100,66	99,61	99,84	100,34	99,80

Lieux des prélèvements

1. — Crique Sparouïne.
2. — Belle Etoile — Mana.
3. — Massif des Sources de crique Sparouïne.
4. — Crique Voltaire — Sparouïne.
5. — Crique Singe Rouge.
6. — Crique Singe Rouge.
7. — Belle Etoile — Mana.
8. — Petit Saut — Sinnamary.
9. — Fleuve Mana-Maïpouri
10. — Saut Longtemps — Iracoubo.
11. — Aval Petit Saut — Sinnamary.
12. — Crique Sardine — Saint-Elie.
13. — Petit Saut — Sinnamary.

Les analyses N° 1 à 13 sont les mêmes que B. Choubert utilise dans son Mémoire, 1960.

GRANITE CARAIBE RÉCENT (Guyane Française)

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	74,07	73,51	70,43	71,56	75,54	72,56	73,98	74,19	66,35	68,22
TiO_2	0,19	—	0,36	—	0,40	0,15	0,30	0,30	0,30	0,90
Al_2O_3	13,27	12,85	16,77	15,23	14,25	14,36	13,51	12,49	18,48	14,42
Fe_2O_3	0,06	2,16	1,18	0,80	0,30	1,70	0,79	1,73	0,86	1,96
FeO	1,58	1,08	0,88	1,22	1,42	0,47	1,22	1,25	1,06	1,83
MnO	0,05	0,02	0,02	—	0,06	0,03	0,14	0,01	0,03	0,03
MgO	0,30	1,00	0,07	—	0,60	0,48	0,14	—	0,88	1,14
CaO	1,88	1,65	2,45	2,45	1,88	2,68	1,36	1,01	3,24	2,77
Na_2O	4,48	4,42	5,15	4,58	3,74	4,50	3,60	3,70	3,80	4,90
K_2O	3,02	1,93	2,01	3,76	2,10	2,26	3,73	4,40	3,90	3,45
P_2O_5	0,26	0,22	—	—	0,05	0,10	0,02	—	0,08	0,30
H_2O^+	0,89	—	0,50	—	0,20	0,44	0,50	0,40	0,40	0,18
H_2O^-	0,02	—	0,06	—	0,02	0,09	0,13	0,10	0,07	0,08
	100,07	98,84	99,88	99,60	100,56	99,82	99,42	99,58	99,45	100,18

Lieux des prélèvements

1. — Saut Sabbat, Mana.
2. — Amont pont Saut Mana.
3. — Carrière Renner près Sinnamary.
4. — Carrière Corrossony.
5. — Gros Saut crique Sparouïne (Maroni).
6. — Saut Tamanoir (Mana).
7. — Petit Sparouïne.
8. — Massif Agami-Saluat.
9. — Fleuve Mana — Saut Belle-Etoile.
10. — Grand Saut crique Voltaire.

Les analyses N° 1 à 10 sont les mêmes que B. Choubert utilise dans ses Mémoires, 1959 et 1960.

GRANITE CARAIBE ANCIEN (Guyane française)

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	67,44	76,30	75,64	70,58	72,24	71,79	67,93	67,16	76,09	75,03	76,37	76,71	64,65	71,55	73,90	74,06	71,90	63,68
TiO_2	0,45	0,15	0,20	0,12	0,12	0,06	0,31	0,24	0,25	0,09	—	0,15	0,65	0,10	0,57	—	—	0,40
Al_2O_3	13,85	13,00	12,95	14,75	15,47	15,50	14,45	14,83	13,85	14,19	13,01	11,71	14,09	13,31	12,66	14,10	15,29	14,18
Fe_2O_3	2,41	0,30	0,30	1,46	1,42	1,35	3,30	3,56	0,49	0,02	1,31	0,32	2,63	2,81	1,12	0,75	1,34	1,82
FeO.	3,19	1,04	0,93	1,39	1,17	1,10	1,20	1,94	1,01	0,86	0,88	1,04	4,31	1,58	1,76	1,40	0,91	3,01
MnO	0,02	0,05	0,04	—	0,04	0,007	0,007	0,04	0,01	0,006	0,03	0,05	0,11	–	0,02	—	0,01	0,07
MgO	1,82	0,20	0,20	0,06	—	—	–	1,34	0,21	0,21	—	0,18	1,40	0,91	—	—	—	1,12
CaO	3,04	1,09	1,12	2,61	0,44	0,65	3,45	2,94	0,99	1,48	0,56	1,09	5,21	1,83	1,12	1,45	1,71	2,77
Na_2O	3,75	4,50	4,30	5,00	4,33	3,90	3,35	3,75	3,77	3,64	3,80	4,50	3,80	4,44	4,08	4,10	4,50	3,65
K_2O	1,80	3,40	3,45	2,68	3,83	4,15	3,05	3,25	2,85	3,36	4,10	3,40	2,30	3,15	3,56	3,00	3,80	3,55
P_2O_5	0,20	0,06	0,03	—	0,52	—	0,32	—	0,01	0,33	0,08	0,05	0,26	0,06	0,30	0,05	0,15	0,45
H_2O^+	1,50	0,34	0,30	0,96	0,42	1,30	2,10	0,71	0,55	0,47	0,40	0,34	0,16	0,09	0,16	0,14	0,10	0,29
H_2O^-	0,18	0,10	0,08	0,07	0,04	0,06	0,26	0,73	0,07	0,03	0,10	0,10	0,50	0,10	0,30	0,50	0,14	3,80
	99,65	100,53	99,54	99,68	100,04	99,86	99,72	100,49	100,15	99,71	100,64	99,64	100,07	99,93	99,55	99,55	99,85	98,79

Lieux des prélèvements

1. — Dorlin.
2. — Sophie.
3. — Sophie.
4. — Bois Canon.
5. — Saut Cascade — Saül.
6. — Saut Cascade — Saül.
7. — Destinée — Certitude.
8. — Bois Canon.
9. — Saint-Elie.
10. — Saut Cascade — Saül.
11. — Sophie.
12. — Sophie.
13. — Dorlin.
14. — Bois Blanc — Maripasoula.
15. — Bois Canon.
16. — Sophie.
17. — Saut Cascade — Saül.
18. — Tête Rivière Blanc et Crique Ipoucin.

Les analyses N^{os} 2, 3, 9, 10, 11 et 12 sont empruntées au Mémoire de B. Choubert, les autres sont nouvelles (Analyste Thiébaud, IFAT).

GRANITE GUYANAIS (Guyane française)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	67,35	70,98	71,37	72,26	69,84	75,83	68,11	70,73	65,68	74,98	67,82	63,97	62,95	66,54	72,03
TiO_2	1,50	0,25	0,17	0,18	0,34	0,30	0,40	0,23	0,14	0,42	0,34	—	0,40	0,80	0,20
Al_2O_3	12,62	15,35	16,26	16,54	16,74	12,76	15,97	13,92	17,26	12,16	14,89	17,16	16,39	14,22	14,08
Fe_2O_3	2,55	1,03	0,10	0,32	0,33	0,18	0,11	1,83	0,82	0,03	3,48	2,69	1,24	1,55	1,16
FeO	2,95	1,80	1,26	0,34	1,51	2,14	2,38	1,52	3,39	2,19	0,71	2,44	3,24	4,33	1,63
MnO	0,06	0,01	0,03	0,02	0,02	0,017	0,01	0,05	0,07	0,02	0,04	0,014	0,06	0,06	0,03
MgO	1,50	—	0,50	0,35	0,61	0,22	0,78	0,50	0,72	1,29	1,28	1,88	2,47	1,30	1,07
CaO	2,53	3,92	3,57	3,15	2,28	1,51	2,96	3,22	3,97	2,82	3,66	4,50	5,49	2,62	1,92
Na_2O	4,20	4,15	4,65	5,29	5,97	4,29	5,76	5,00	4,45	3,44	4,85	4,12	4,23	4,15	4,50
K_2O	3,70	1,60	1,06	0,94	2,06	2,05	2,08	1,45	1,71	1,04	1,25	2,10	2,12	3,70	2,90
P_2O_5	0,39	0,14	0,22	0,24	0,02	0,04	0,06	0,20	0,49	0,25	0,45	0,20	0,33	0,29	0,08
H_2O^-	0,14	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,06	0,07	0,02	0,05	0,10	0,23	1,04	0,11	0,07
H_2O^+	0,71	0,70	0,59	0,58	0,38	0,84	0,50	0,80	0,04	0,76	0,79	—	0,01	0,41	0,10
	100,20	99,95	99,81	100,22	100,13	100,19	100,05	99,52	98,76	99,45	99,66	99,30	98,92	100,08	99,77

Les analyses N° 1 à 14 sont les mêmes que B. Choubert utilise dans son Mémoire, 1960, la dernière est nouvelle et faite par Thiébaud (chimiste IFAT).

Lieux des prélèvements

1. — Rivière Camopi.
2. — Saut Patawa Sinnamary.
3. — Granite massif Mahury.
4. — Granite plage Bourda.
5. — Roche Elisabeth — Kourou.
6. — Montagne des Maringouins.
7. — Degrad Menado — Comté.
8. — Saut Tacari — Tanté (Sinnamary).
9. — Côte nord — Bourda.
10. — Bassin rivière Kourou.
11. — Fleuve Approuague, embouchure Grande Crique.
12. — Crique Arataye.
13. — Mahury.
14. — Piste Dégrad Maripa (Oyapock).
15. — Saut Bouba — Soula — Maroni.

GRANITE HYLÉEN (Guyane française)

N°	1	2	3	4	5	6
SiO_2	54,22	57,60	57,68	62,70	63,22	65,05
TiO_2.....	1,50	0,50	1,12	1,12	0,82	0,72
Al_2O_3	18,33	14,52	18,93	16,50	14,73	16,02
Fe_2O_3.....	4,14	6,80	4,03	2,68	2,88	2,23
FeO	4,59	4,50	4,12	3,47	3,87	2,48
MnO	0,11	0,05	0,04	0,05	—	0,04
MgO	1,33	3,80	1,53	2,80	2,33	2,01
CaO	3,90	5,20	5,22	4,25	4,95	4,29
Na_2O	5,30	3,40	4,60	3,70	4,00	4,50
K_2O	2,50	3,20	2,00	1,60	1,80	1,40
P_2O_5	0,68	0,50	0,44	0,21	0,28	0,20
H_2O^+	3,52	0,17	0,60	0,35	0,50	0,56
H_2O^-	0,09	0,08	0,09	—	0,08	—
	100,21	100,32	100,40	99,43	99,46	99,50

Les analyses N° 1 à 6 sont les mêmes que B. Choubert utilise dans son Mémoire, 1960.

Lieux des prélèvements

1. — Rivière Inipi au pied côté NE. Sommet Tabulaire.
2. — Embouchure crique Calebasse Haut-Approuague.
3. — Rivière Sinnamary entre les Sauts Nancibo et l'Autel.
4. — Pied tour Dreyfus. Roches Kourou.
5. — Amont crique Eau-Blanche.
6. — Rivière Comté. Grand Bassin.

SÉRIE DU PARAMACA (Guyane française)

N°	1	2	3	4
SiO_2	75,78	61,80	58,37	41,98
TiO_2	0,05	0,70	1,00	—
Al_2O_3	13,00	13,65	11,23	7,54
Fe_2O_3	1,05	1,90	5,53	3,51
FeO	0,60	5,70	3,80	6,33
MnO	—	0,04	0,04	0,03
MgO	0,25	4,40	7,83	28,87
CaO	0,60	5,45	7,75	4,02
Na_2O	4,30	2,80	1,80	0,38
K_2O	2,80	2,40	1,46	0,16
P_2O_5	0,21	0,20	0,50	0,11
H_2O^-	0,12	0,10	0,10	0,87
H_2O^+	0,80	0,30	0,30	6,00
	99,56	99,44	99,71	99,80

N°	Lieux des prélèvements	Roches	Analyste
1	Gros chantier Sophie	Rhyolites	Thiébaud
2	Bœuf Mort — Saül	Laves acides métamorphisées	—
3	Bœuf Mort — Saül	Laves basiques métamorphisées	—
4	Bœuf Mort — Saül	Amphibolites	—

VENEZUELA — CANADA (région de Timmins)

N°	1	2	3	4	5
SiO_2	68,58	64,7	64,8	50,3	49,2
TiO_2	0,75	0,8	0,3	0,4	0,6
Al_2O_3	13,60	15,4	14,8	18,4	12,2
Fe_2O_3	4,53	2,7	0,8	1,9	0,8
FeO	1,42	1,1	2,1	5,6	6,0
MnO	0,02	0,04	0,04	0,13	0,12
MgO	0,10	1,2	1,4	7,4	8,8
CaO	1,96	3,9	3,4	7,3	6,8
Na_2O	3,37	4,7	4,5	3,6	2,9
K_2O	4,35	3,6	2,4	0,1	0,2
P_2O_5	0,45	0,4	0,1	—	0,2
H_2O^+	0,08	1,2	5	3,8	12,4
H_2O^-	0,15				
	99,36	99,74	99,64	99,83	100,22

N°	Lieux des prélèvements	Analystes
1	Echantillon du granite provenant de la partie Ouest du Callao (Venezuela)	Thiébaud
2	Granite Bods-Lake (Timmins)	Grillot (B.R.G.M.)
3	Porphyre de la mine Dome (Timmins)	—
4	Pillow-Lavas (Timmins)	—
5	Albitite de la mine Mc Intyre (Timmins)	—

PLANCHES

MÉTALLOGÉNIE DE L'OR EN GUYANE FRANÇAISE

(avec comparaison des districts aurifères d'El Callao, Vénézuéla, de Porcupine, Canada et de Ity, Côte d'Ivoire).

PLANCHE I

FORMES DES PÉPITES
DE
LA GUYANE FRANÇAISE

(Agrandissement 19 fois)

Mémoire du B. R. G. M., N° 22.

PÉPITES DE LA GUYANE FRANÇAISE

(grossissement 19 fois)

G. Machairas.

PLANCHE II

QUARTZ DÉTRITIQUE ENGLOBÉ DANS UNE PÉPITE

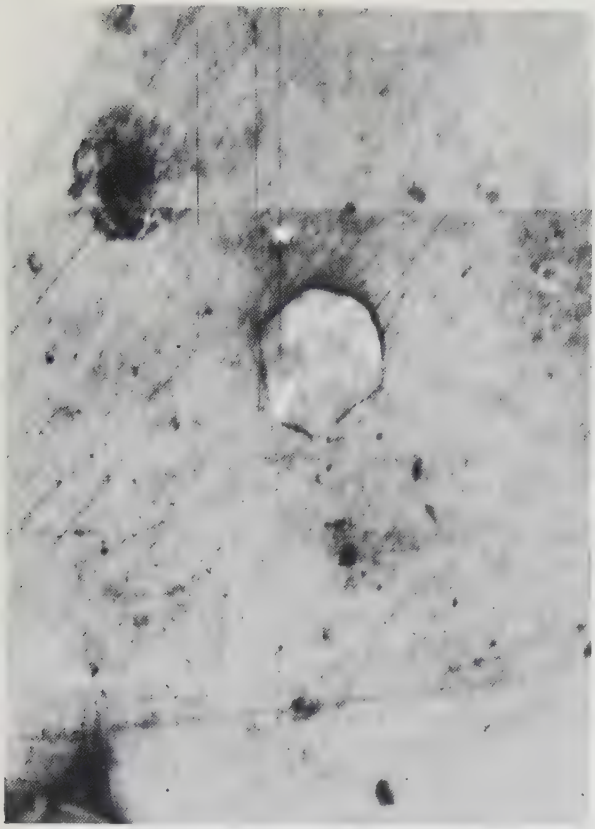
1. — A lumière polarisante.
Grossissement 33.

2. — A lumière naturelle.
Grossissement 33.

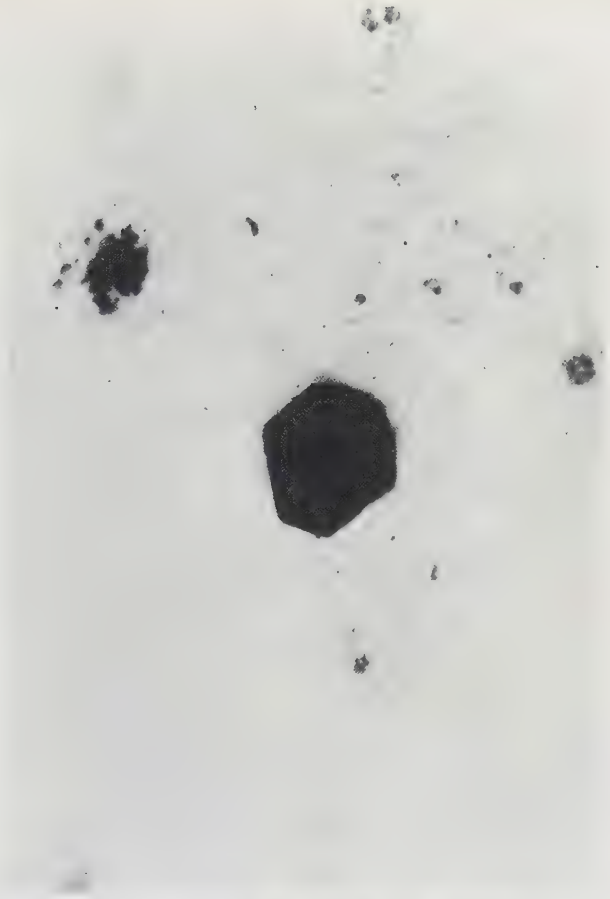
LES INCLUSIONS FLUIDES

3. — Inclusions primaires dans le quartz, monophasées et diphasées.
Grossissement 1000.
L.N.
Région Saint-Elie (Guyane Française).

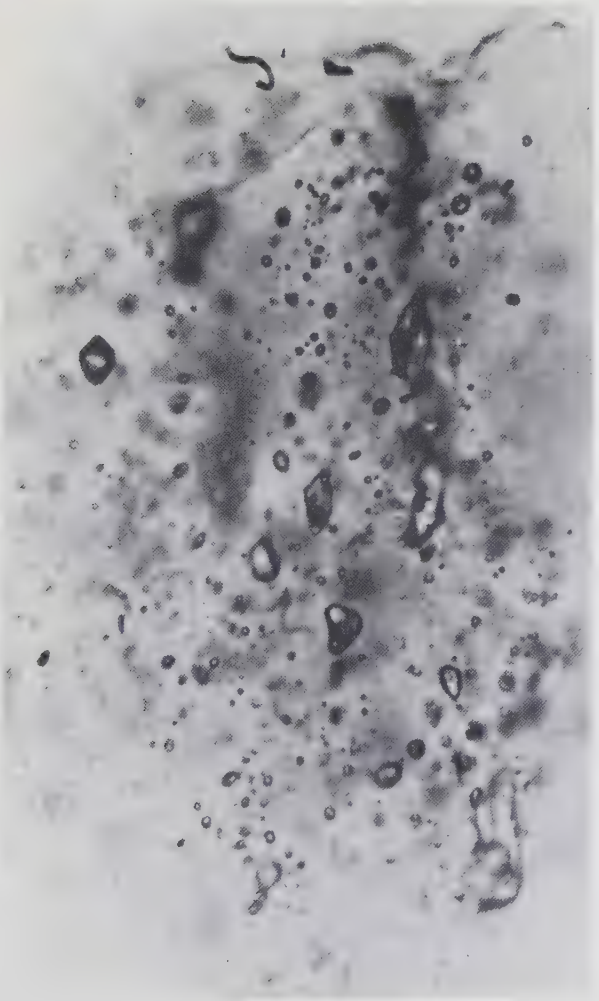
4. — Inclusions secondaires dans le quartz, monophasées et opacifiées.
Grossissement 1000.
L.N.
Région Saul (Guyane Française).



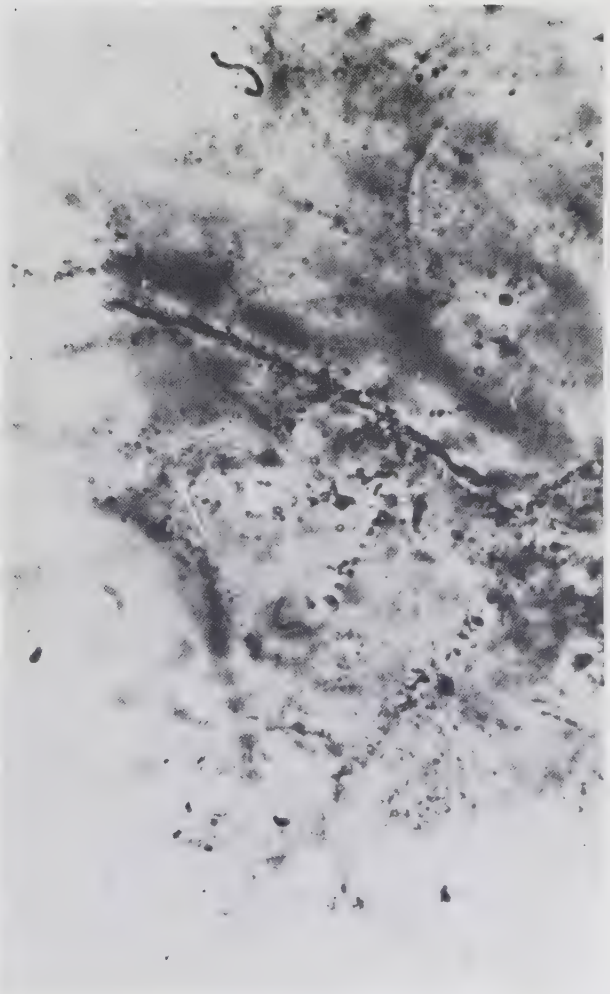
1



2



3



4

PLANCHE III

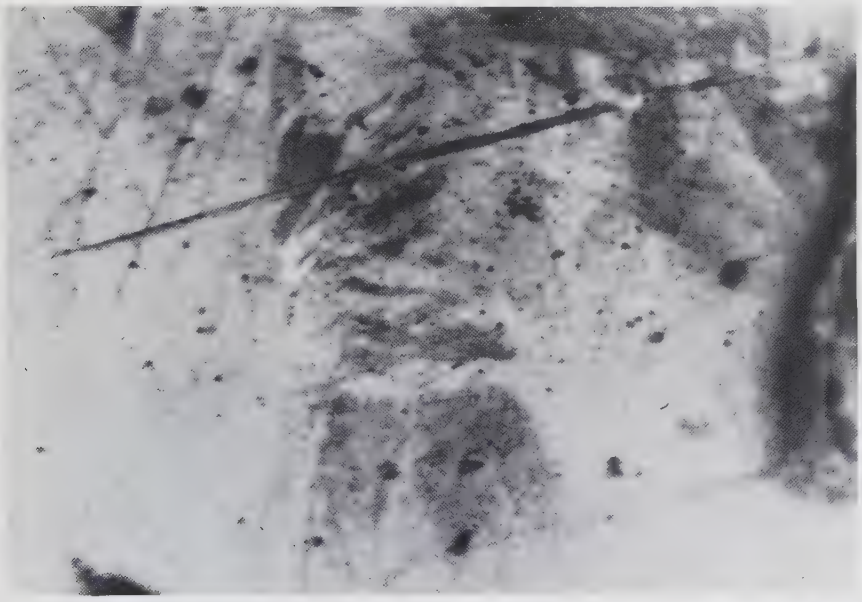
PREMIÈRE GÉNÉRATION
DE LA RECRISTALLISATION DES PÉPITES

1. — Structure microcristalline ou vermiculaire.
L.P. G. 33

2. — Structure géodique ou en mosaïque.
L.P. G. 33

3. — Structure géodique ou en mosaïque.
L.P. G. 33

1



2

3

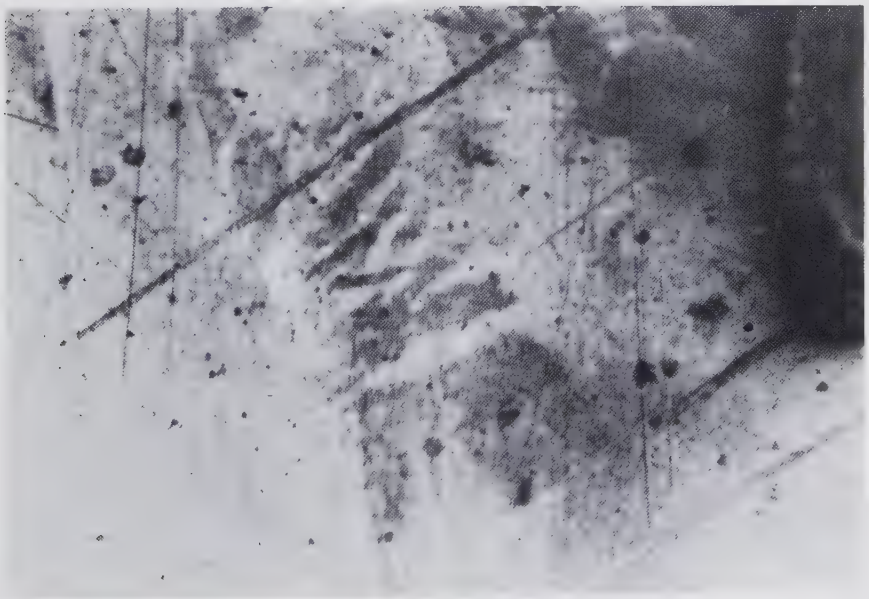
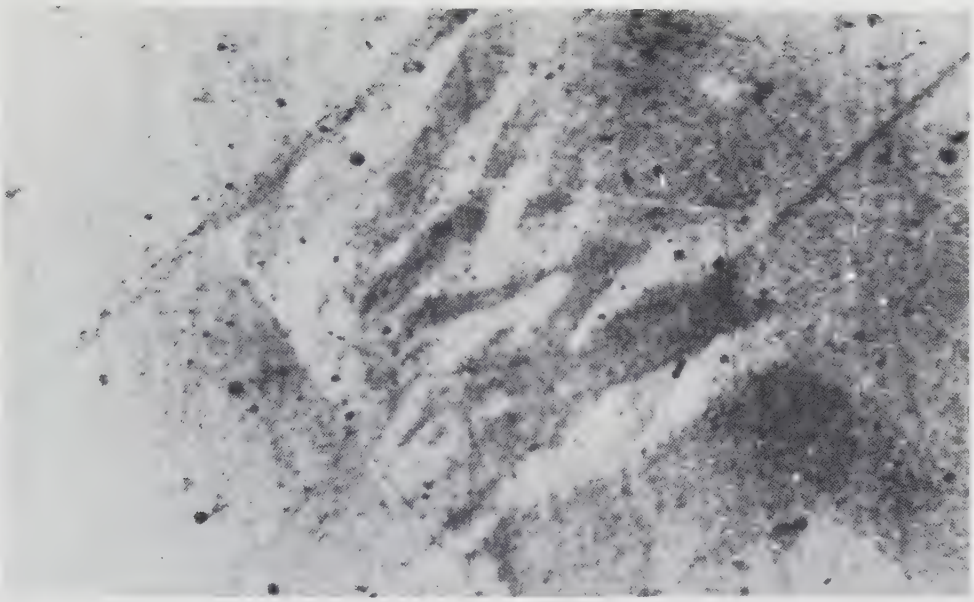


PLANCHE IV

PREMIÈRE GÉNÉRATION DE LA RECRISTALLISATION DES PÉPITES

1. — Structure géodique ou en mosaïque.
L.P. G. 66

2. — Structure géodique ou en mosaïque.
L.P. G. 33



1

2

PLANCHE V

DEUXIÈME GÉNÉRATION
DE LA RECRISTALLISATION DES PÉPITES

1, 2 et 3. — Formes des macles et des agrégats des cristaux.
L.P. G. 33

1

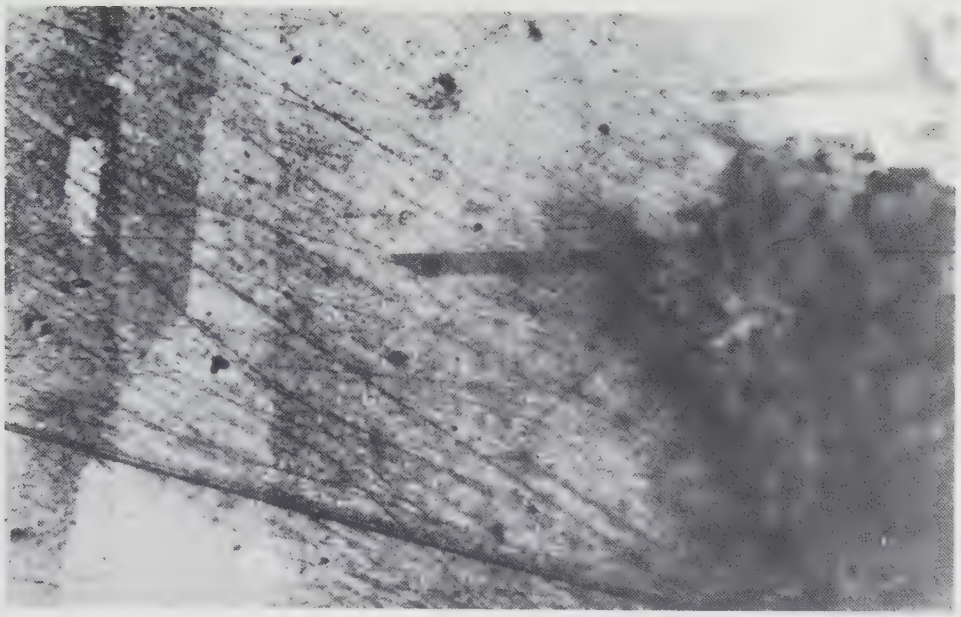
2

3

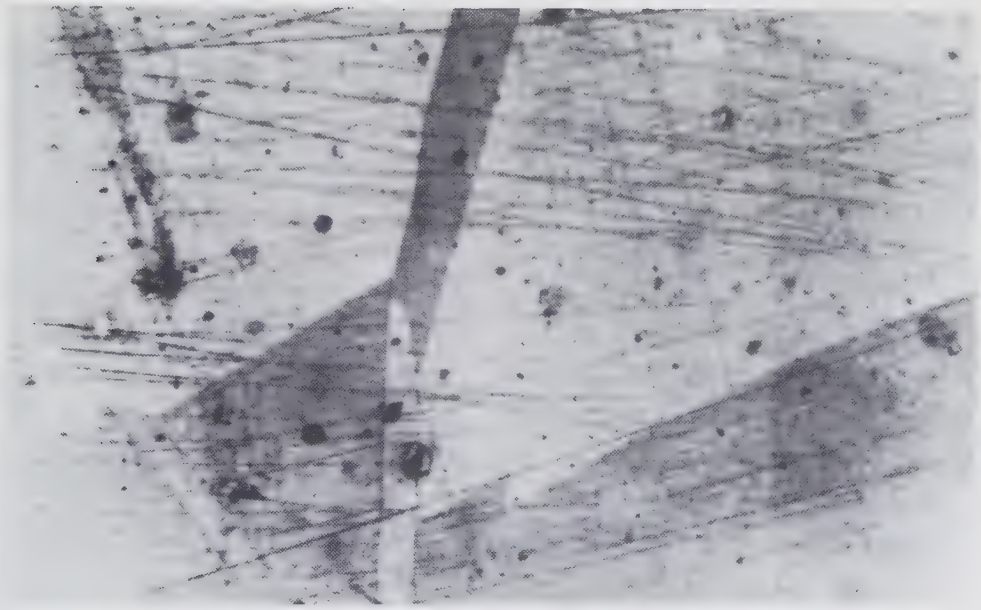
PLANCHE VI

DEUXIÈME GÉNÉRATION DE LA RECRISTALLISATION DES PÉPITES

1 et 2. — Formes des macles et des agrégats des cristaux.
L.P. G. 33



1



2

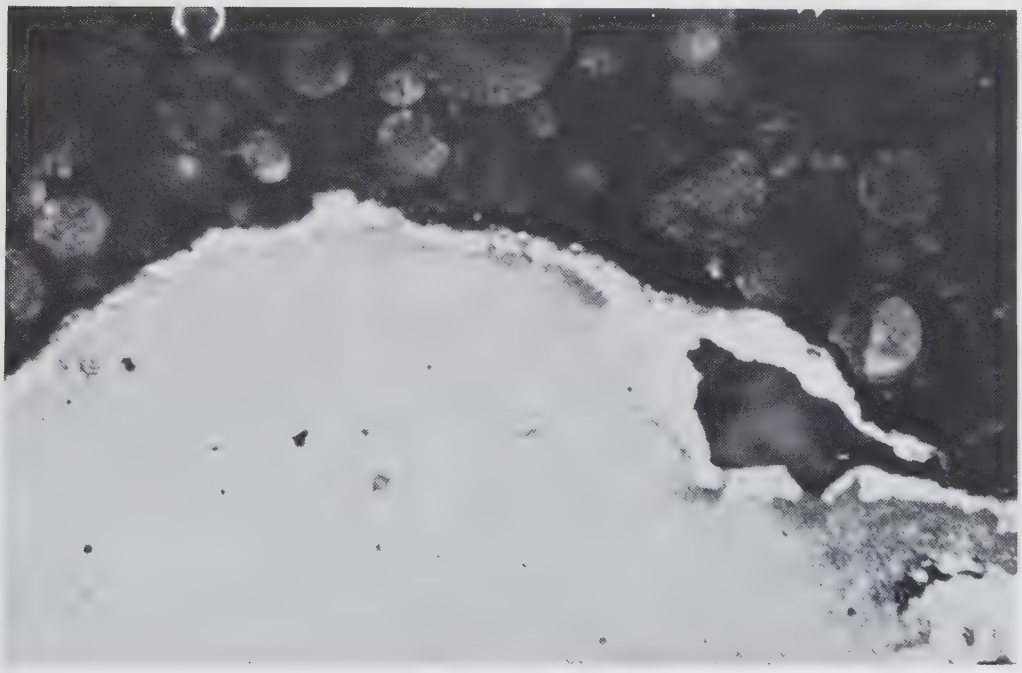
PLANCHE VII

TROISIÈME GÉNÉRATION
DE LA RECRISTALLISATION DES PÉPITES

1 et 2. — OR : Petits cristaux plus blancs (troisième génération) disposés en auréoles autour des cristaux de la deuxième génération.

L.N. G. 33

1



2

PLANCHE VIII

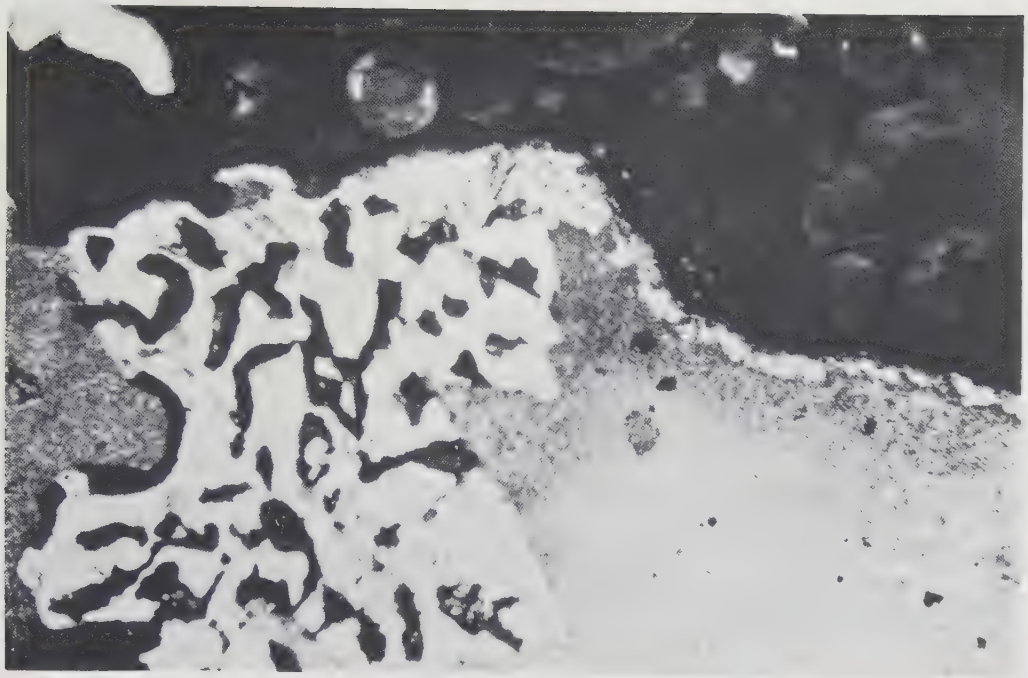
TROISIÈME GÉNÉRATION
DE LA RECRISTALLISATION DES PÉPITES

1. — OR : Les petits cristaux blancs (troisième génération) sont en auréoles et ils sont associés avec des hydroxydes de fer à structure graphique (parties noires).

L.N. G. 33

2. — OR : les cristaux blancs (troisième génération) ont rempli les interstices des cristaux de la deuxième génération.

L.N. G. 33



1

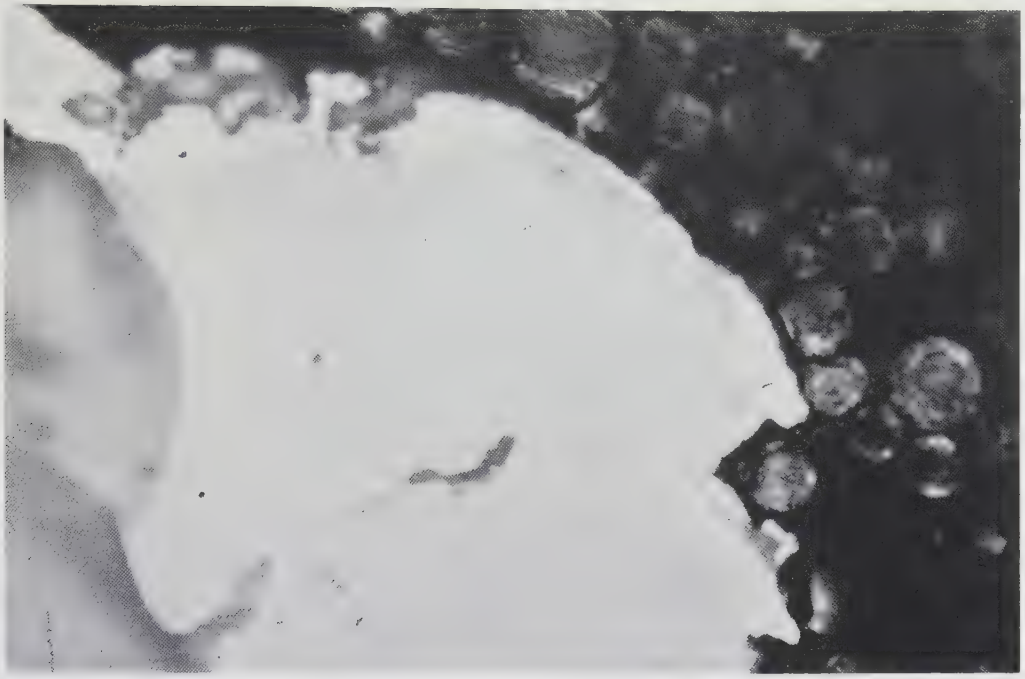
2

PLANCHE IX

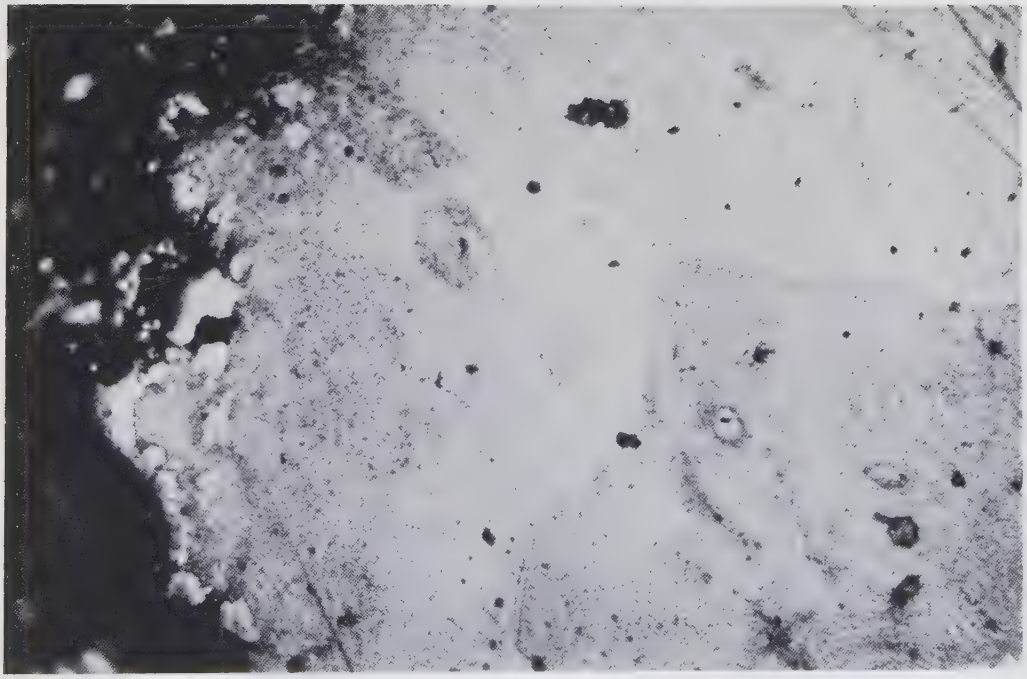
TROISIÈME GÉNÉRATION
DE LA RECRISTALLISATION DES PÉPITES

1 et 2. — Les cristaux blancs (de la troisième génération) ont rempli les interstices des cristaux de la deuxième génération.

L.N. G. 33



1



2

PLANCHE X

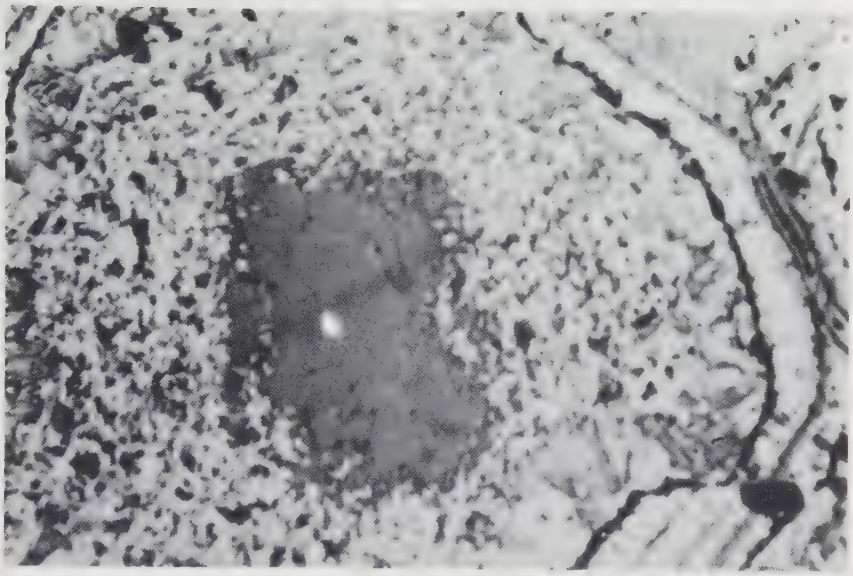
RECRISTALLISATION DE L'OR DANS LA CARAPACE LATÉRITIQUE FERRUGINEUSE

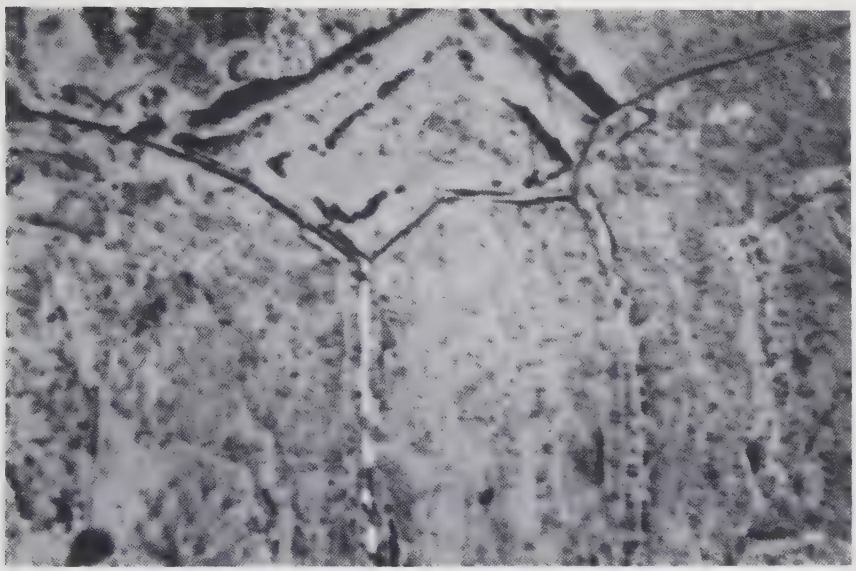
1. — L'or primaire est dans le quartz corrodé et entouré par de la gœthite.
   L.N. G. 33

2. — L'or a recristallisé au contact des cristaux de stilpnosidérite.
   L.N. G. 33

3. — Or (points blancs) recristallisé au contact des cristaux de stilpnosidérite.
   L.N. G. 33

1





2

3

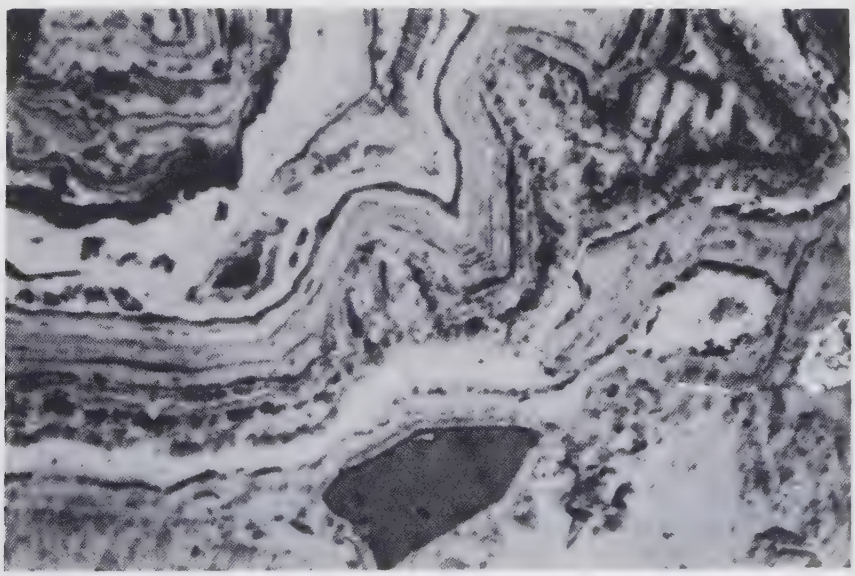


PLANCHE XI

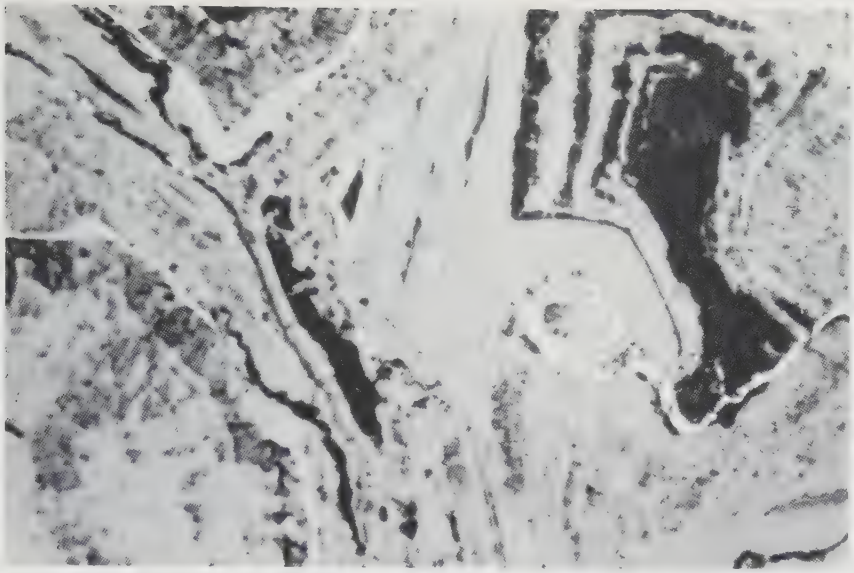
RECRISTALLISATION DE L'OR DANS LA CARAPACE LATÉRITIQUE FERRUGINEUSE

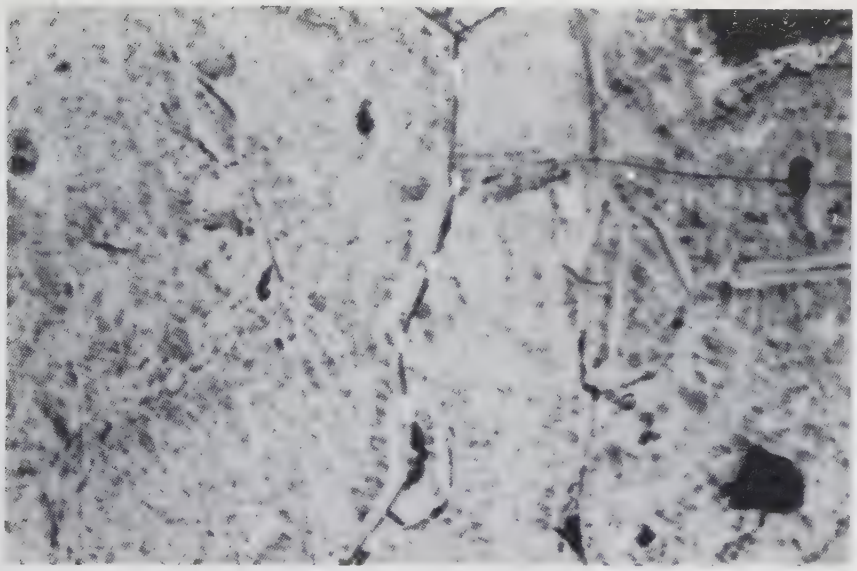
1. — Or (points blancs) recristallisé au contact des cristaux de stilpnosidérite-gœthite.
   L.N. G. 33

2. — Or (points blancs) recristallisé suivant le contact des cristaux de stilpnosidérite.
   L.N. G. 33

3. — Or (points blancs) recristallisé suivant le contact des cristaux de stilpnosidérite.
   L.N. G. 33

1





2

3

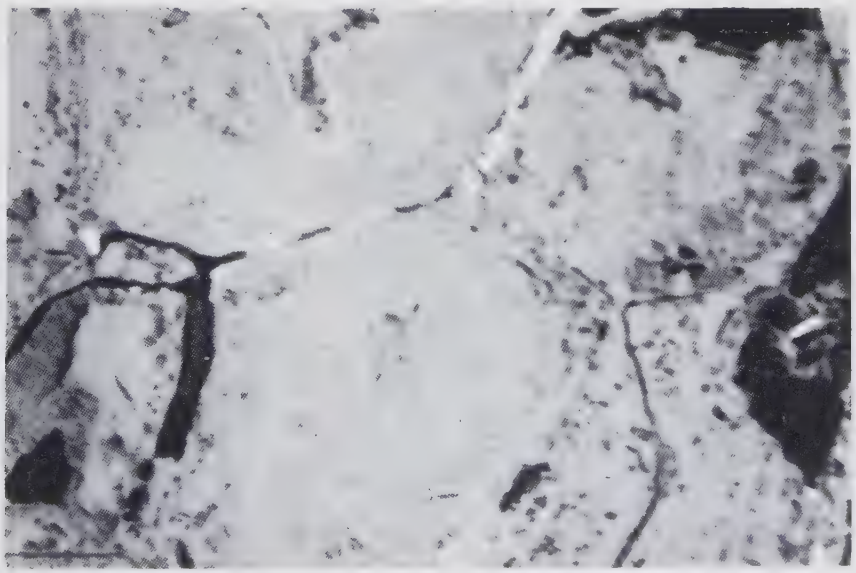


PLANCHE XII

L'OR FILONIEN

1. — Tétradymite avec les minéraux d'altération.
Région Saul (Guyane Française).
L.N. G. 88

2. — L'or englobant les cristaux brisés de la tourmaline.
Région Saul (Guyane Française).
L.N. G. 88

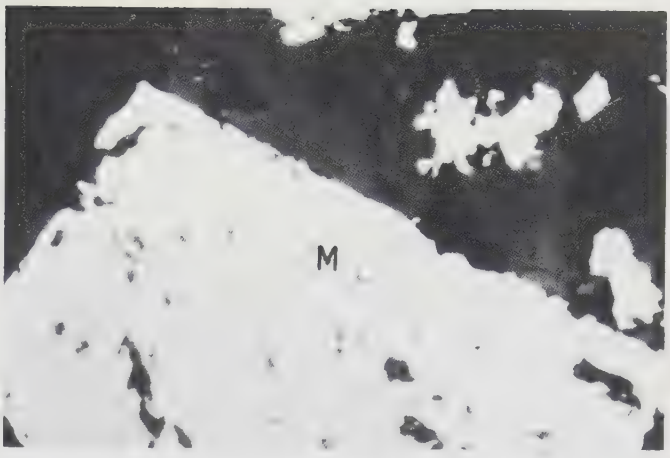
3. — Molybdénite avec de la tourmaline brisée.
Région Saul (Guyane Française).
L.N. G. 88

4. — Arsénopyrite (M) idiomorphe dans le quartz (Q).
Région Devez (Guyane Française).
L.N. G. 88

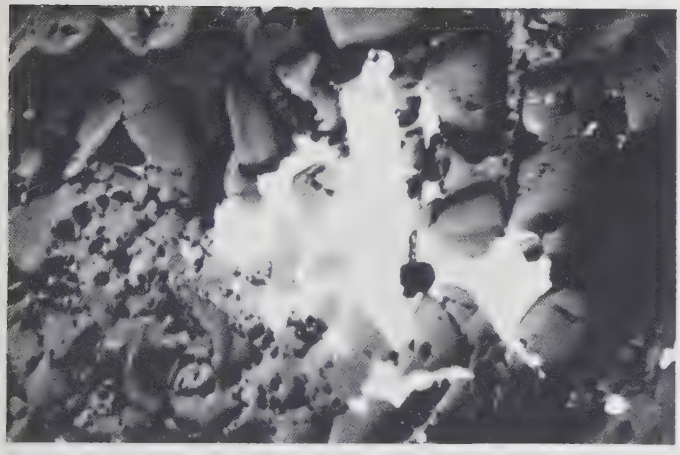
5. — Arsénopyrite (M) brisée et cimentée par du quartz (Q.)
Région Devez (Guyane Française).
L.N. G. 88

6. — Or (O) dans la pyrite (P).
Région Bois-Canon (Guyane Française).
L.N. G. 88

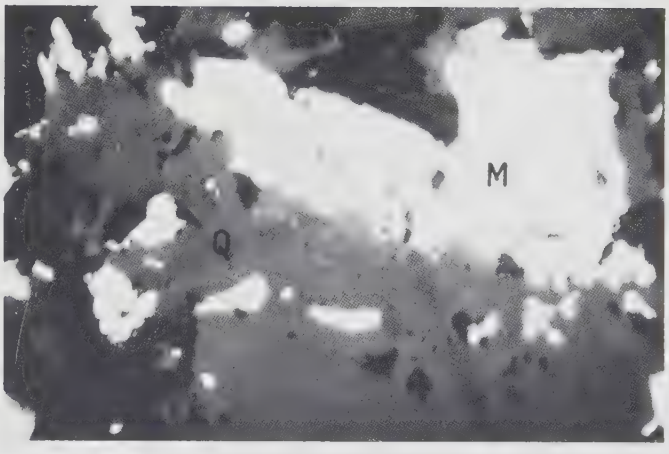
1



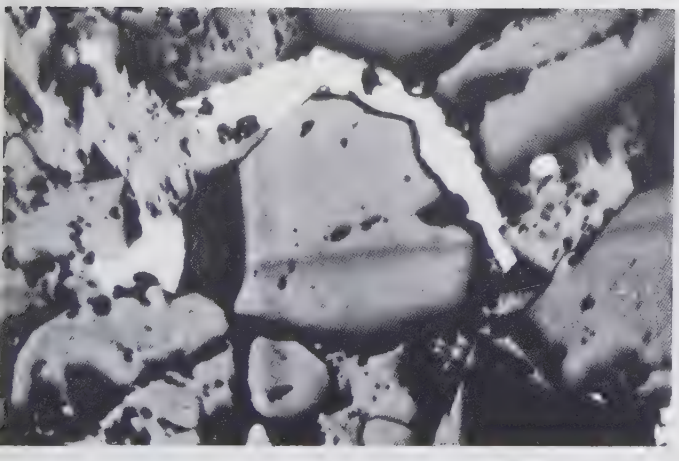
4



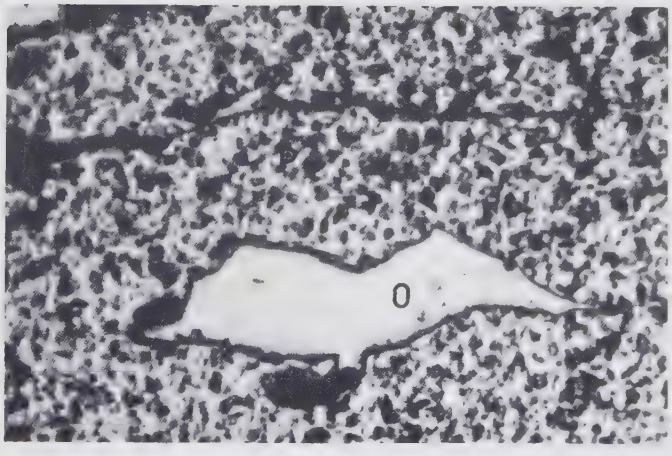
2



5



3



6

PLANCHE XIII

L'OR FILONIEN

1. — Galène.
Région Sophie (Guyane Française).
L.N. G. 88

2. — L'or (partie blanche) englobé dans la galène.
Région Sophie (Guyane Française).
L.N. G. 88

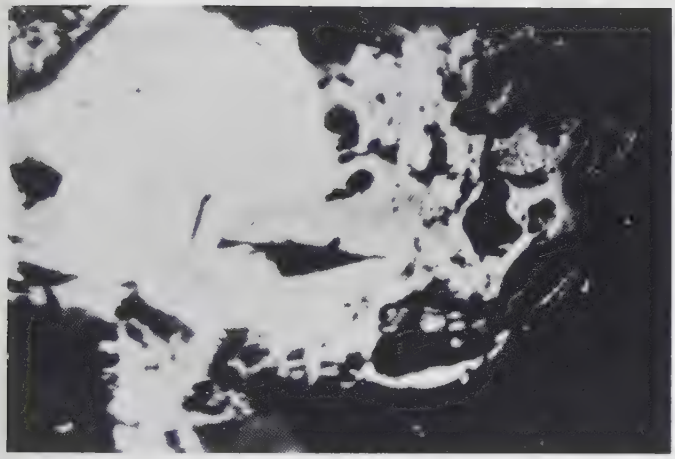
3. — Blende avec des inclusions de chalcopyrite.
Région Sophie (Guyane Française).
L.N. G. 88

4. — L'or dans la pyrrhotine.
O = or.
P = pyrrhotine.
C = calcite.
Q = quartz.
Région Adieu-Vat (Guyane Française).
L.N. G. 88

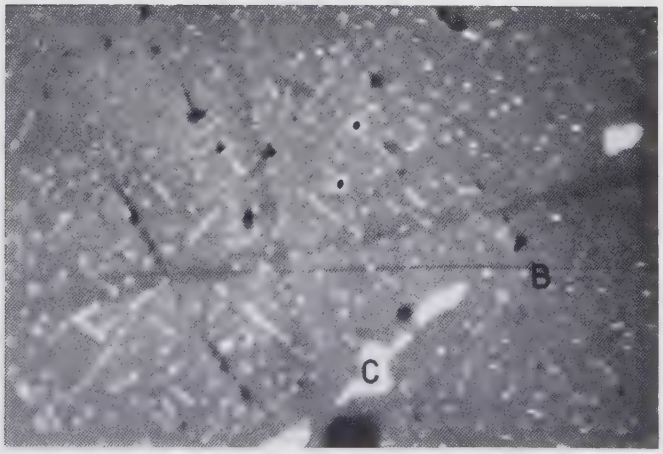
5. — Blende (B) avec des inclusions de chalcopyrite.
Région Bois-Canon (Guyane Française).
L.N. G. 88

1

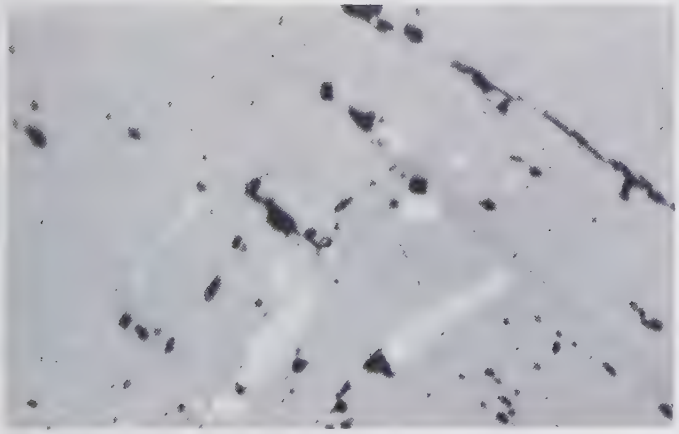
4



2



5



3

PLANCHE XIV

L'OR FILONIEN

1. — Tétradymite (M) dans la galène (G).
Région Saint-Léon (Guyane Française).
L.N. G. 88

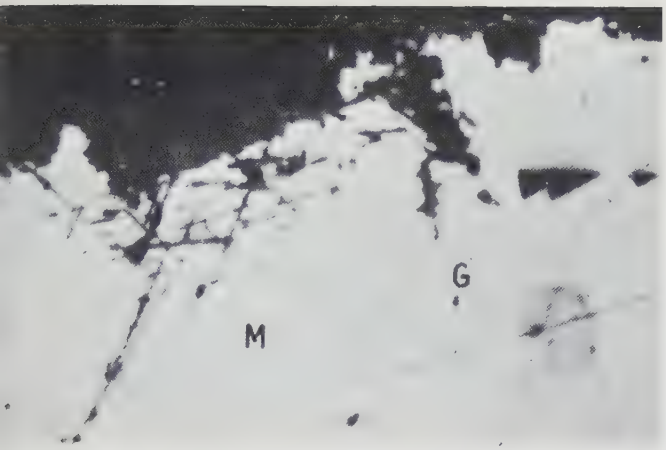
2. — Tétradymite (M) dans la galène (G).
Région Saint-Léon (Guyane Française).
L.N. G. 88

3. — Pyrite de forme presque hexagonale.
P = pyrite.
O = or.
Q = quartz.
Région Saint-Léon (Guyane Française).
L.N. G. 88

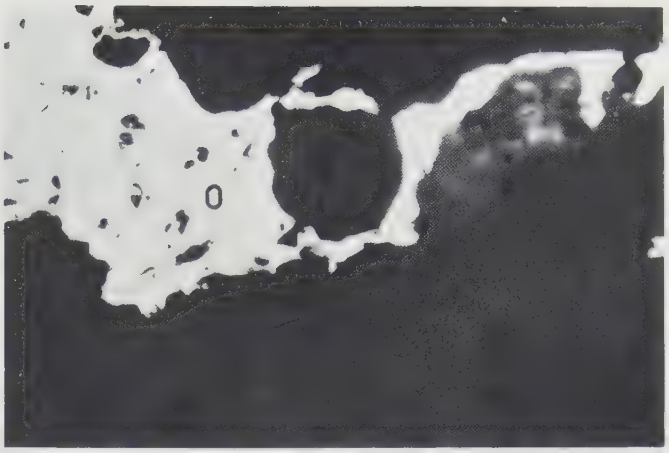
4. — Or englobant des débris de quartz saccharoïde.
O = or.
Q = quartz.
Région Saint-Léon (Guyane Française).
L.N. G. 88

5. — Contact de l'or et de la pyrite.
P = pyrite.
O = or.
Q = quartz.
Région Saint-Léon (Guyane Française).
L.N. G. 88

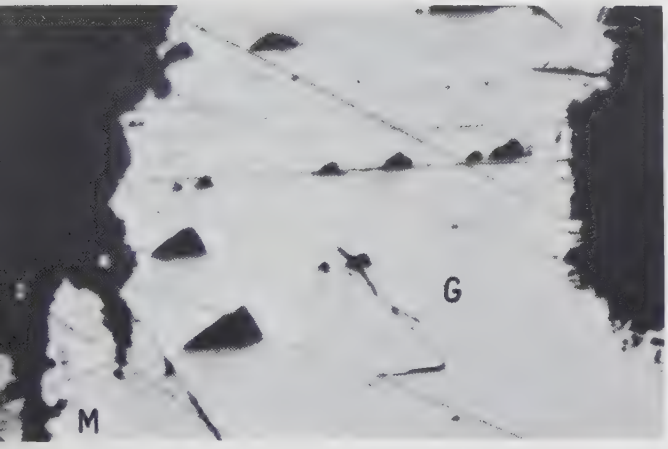
6. — Cristal de forme presque cubique dans le quartz saccharoïde.
Région Saint-Léon (Guyane Française).
L.N. G. 88



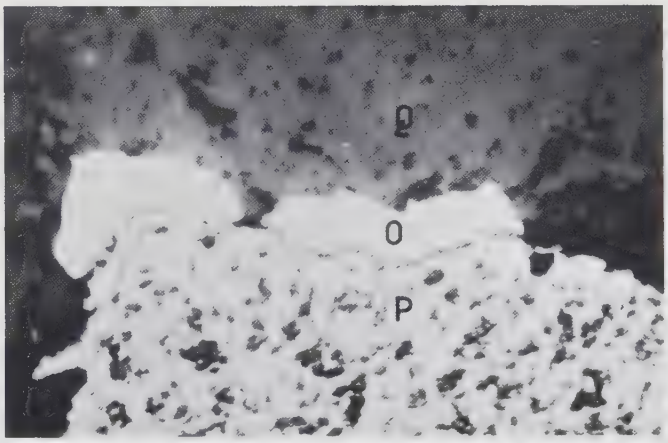
1



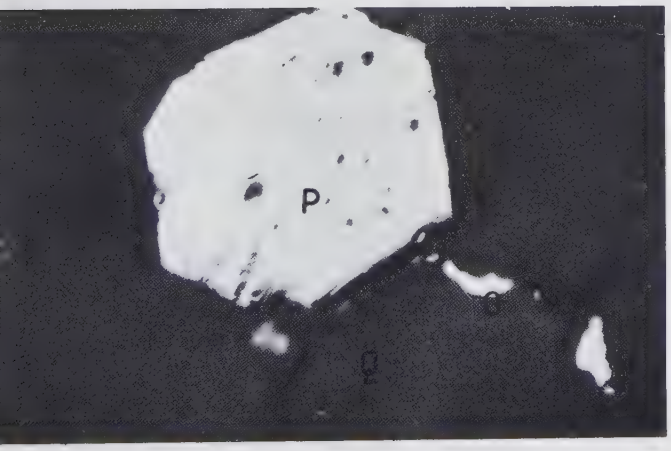
4



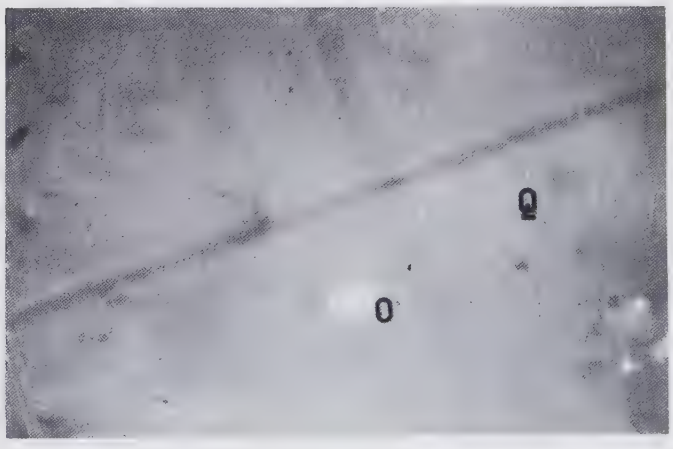
2



5



3



6

PLANCHE XV

L'OR FILONIEN

1.— Or englobé par de la calcite postérieure.

P = pyrite.
O = or.
Q = quartz.
C = calcite.

Région Vieux-Callao (Vénézuéla).

L.N. G. 88

2. — Forme de l'or dans le quartz.

O = or.
Q = quartz.

Région Vieux-Callao (Vénézuéla).

L.N. G. 88

3. — Contact de l'or et de la pyrite.

P = pyrite.
O = or.
Q = quartz.

Région Vieux-Callao (Vénézuéla).

L.N. G. 88

4. — Chalcopyrite transformée en covelline.

Ch = chalcopyrite.
Co = covelline.
Q = quartz.

Région Certitude (Guyane Française).

L.N. G. 88

5. — Or avec tétradymite.

O = or.
Bi = tétradymite.
Bt = bismuthite.
Q = quartz.

Région Bouba Soula du Maroni (Guyane Française).

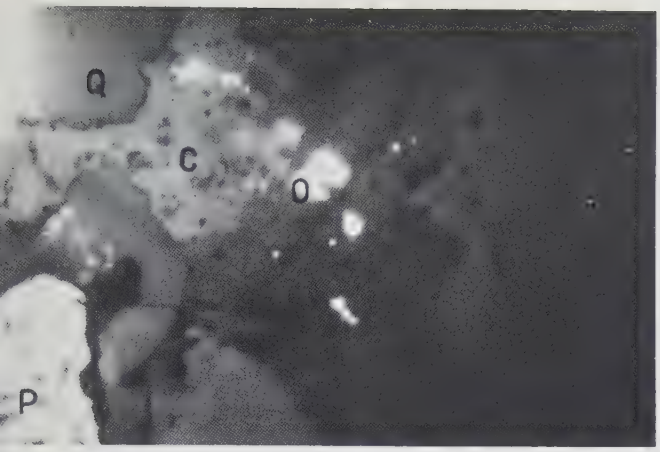
L.N. G. 88

6. — Forme de l'or dans le quartz.

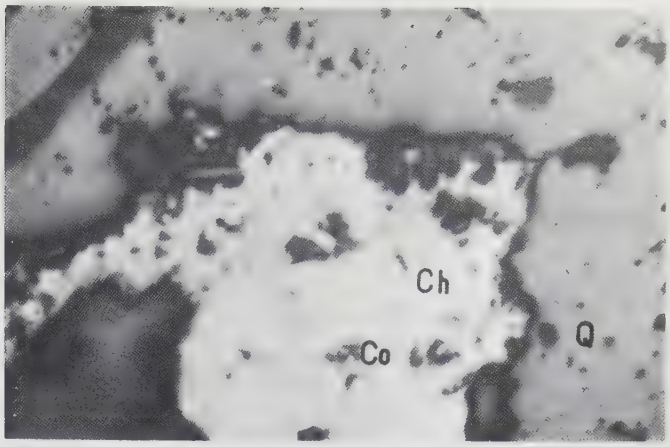
O = or.
Q = quartz.

Région Bouba Soula du Maroni (Guyane Française).

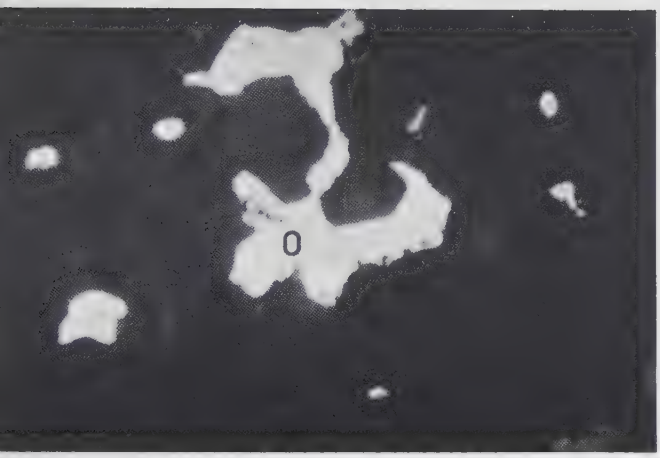
L.N. G. 88



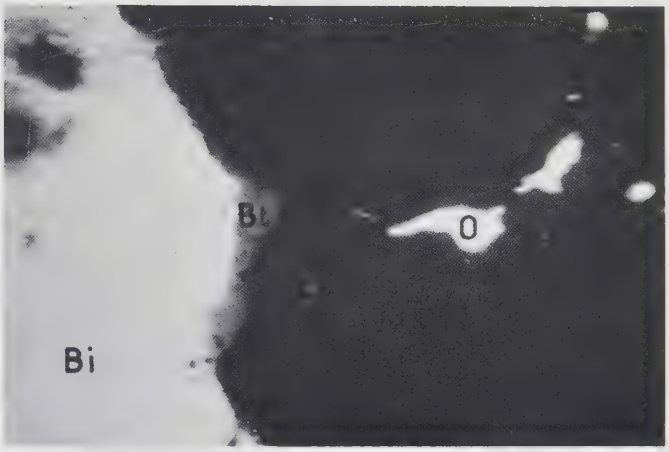
1



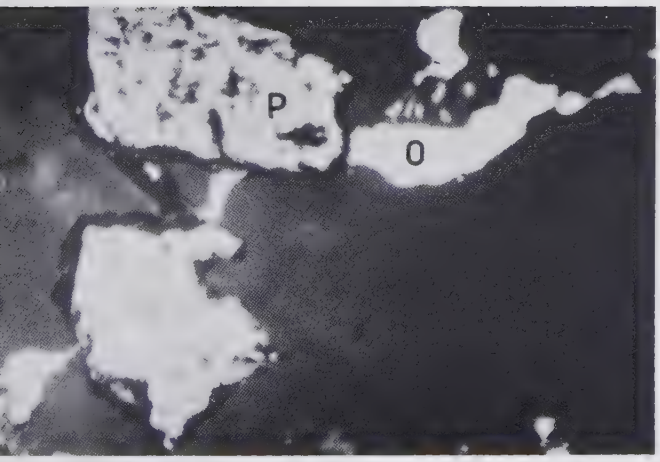
4



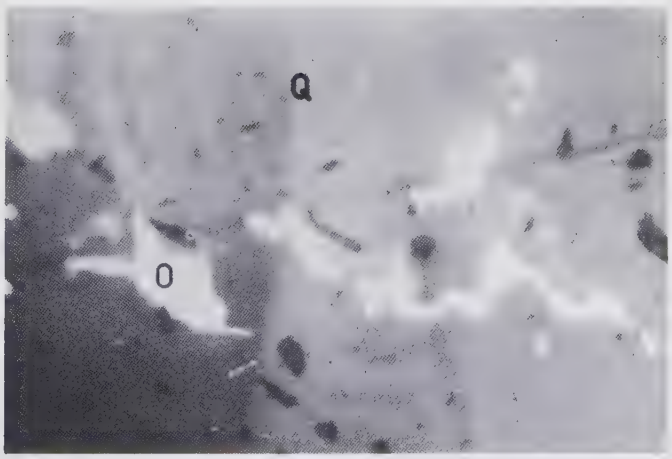
2



5



3



6

PLANCHE XVI

QUARTZ GÉODIQUE

Echelle : grandeur naturelle

Région Cormontibo du Maroni (Guyane Française).

PLANCHE XVII

DIAGRAMME DE L'OR PAR DES RAYONS X

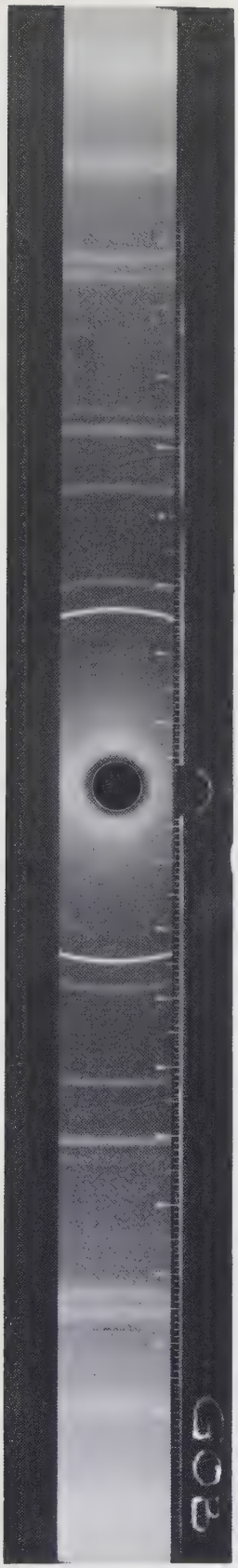

CO2

PLANCHE XVIII

FORMATION DU PARAMACA DE LA GUYANE FRANÇAISE

1. — Phénoscristaux de feldspaths dans les laves acides.
   Région Sophie.
   L.P. G. 104

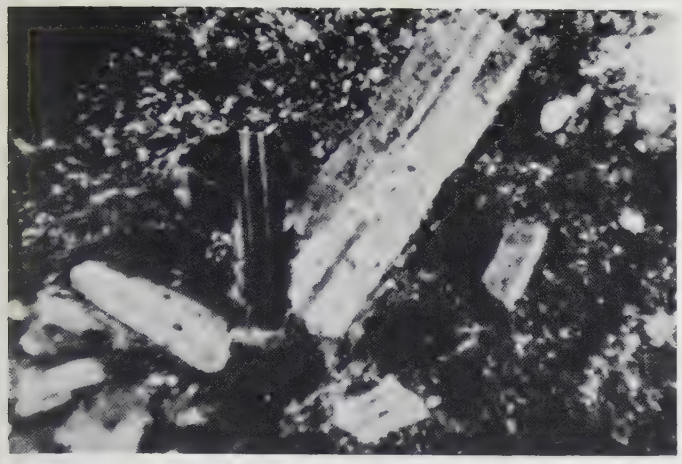
2. — Phénoscristal de quartz corrodé dans les laves acides.
   Région Sophie.
   L.P. G. 104

3. — Phénoscristal de quartz presque bipyramidé dans les laves acides.
   Région Saint-Léon.
   L.P. G. 104

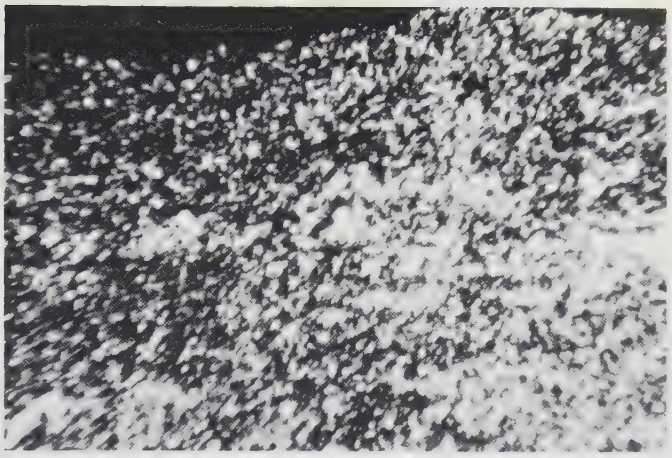
4. — Quartzite.
   Région Kokoye Saint-Jean.
   L.P. G. 104

5. — Sédiment pyroclastique.
   Débris de cristaux de feldspaths et de quartz.
   Région Kokoye Saint-Jean.
   L.P. G. 104

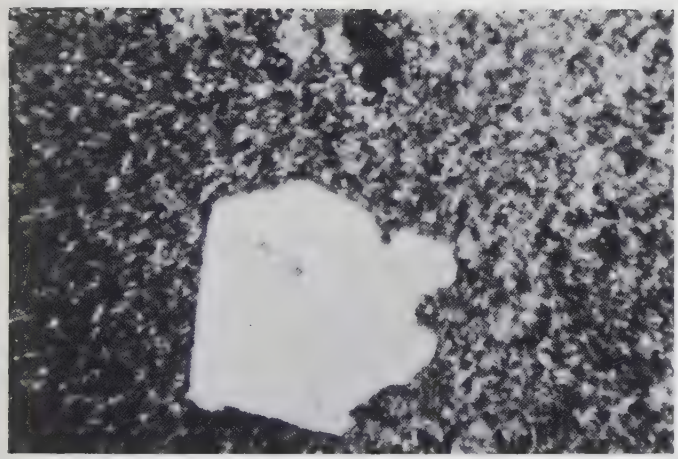
6. — Phénocristal maclé de pyroxène dans une andésite.
   Région Cormontibo.
   L.P. G. 104



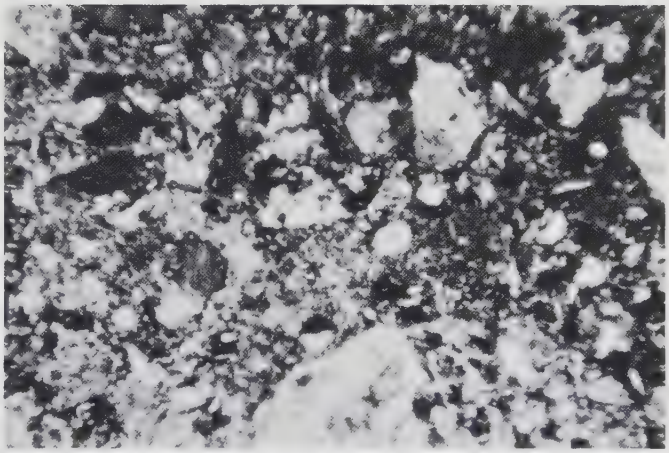
1



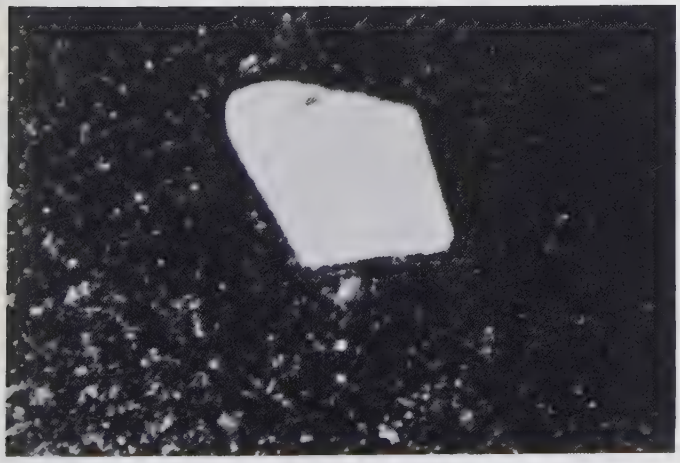
4



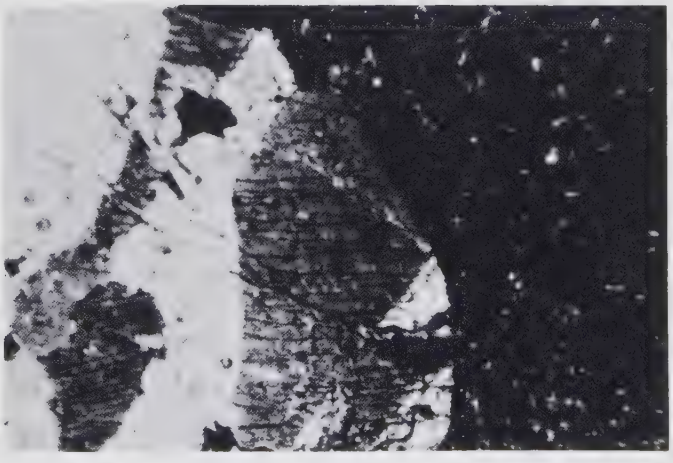
2



5



3



6

PLANCHE XIX

GRANITES DE LA GUYANE FRANÇAISE

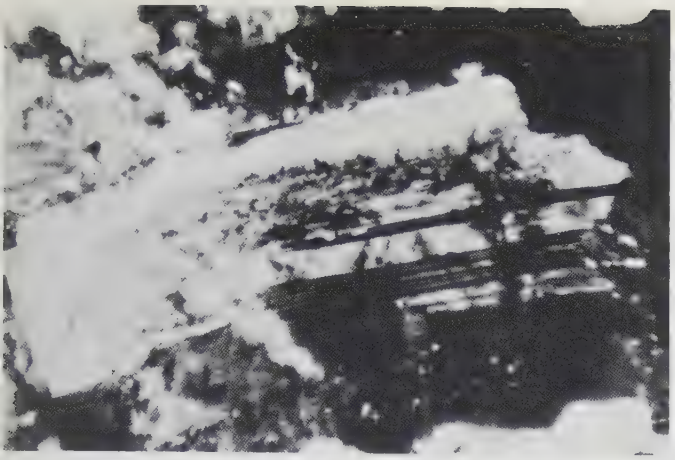
1. — Feldspaths du granite caraïbe ancien avec torsions des macles.
   Région Sophie.
   L.P. G. 104

2. — Myrmékite dans les feldspaths du granite caraïbe ancien.
   Région Saul.
   L.P. G. 104

3. — Corrosion des feldspaths dans le granite caraïbe ancien.
   Région Bois-Canon.
   L.P. G. 104

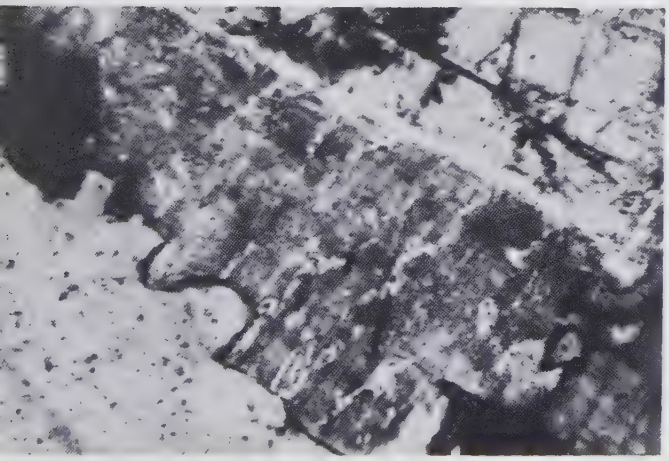
4. — Corrosion de la biotite dans le granite guyanais.
   b = biotite.
   Q = quartz.
   Région Changement.
   L.P. G. 104

5. — Enclaves dans le granite guyanais.
   Région Bouba Soula du Maroni.

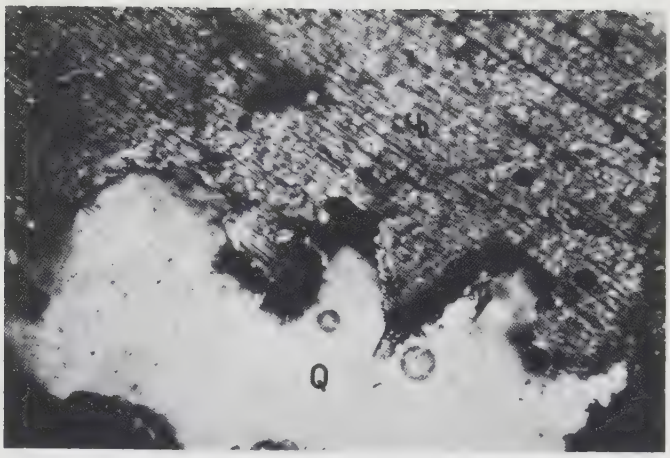


1

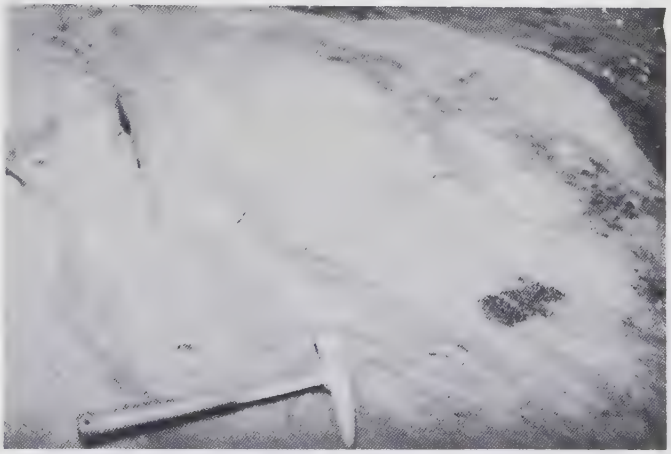
2



3



4



5

PLANCHE XX

AMPHIBOLITES PROVENANT DU MÉTAMORPHISME GÉNÉRAL

1. — *Structure nématoblastique.*
   O = hornblende.
   Q = quartz.
   Région Ipoucin.

2. — *Structure porphyroblastique.*
   Amphibolites provenant du métamorphisme général.
   Région Saul.
   L.P. G. 104

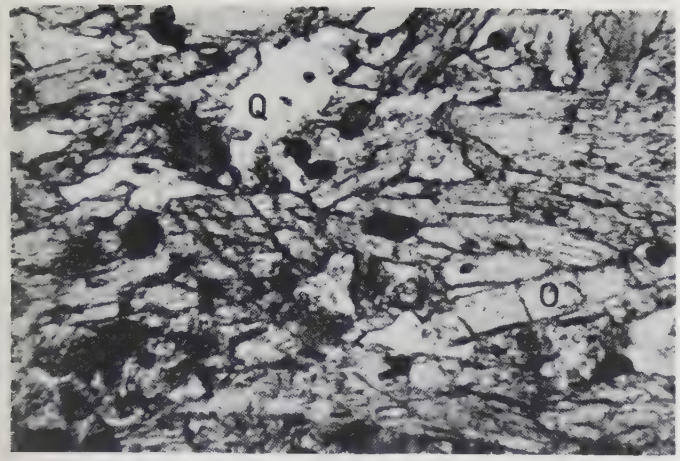
3. — Ancien phénocristal de feldspaths dans les schistes métamorphiques.
   F = feldspaths
   Q = quartz.
   Région Saul.
   L.P. G. 104

OURALITISATION DES PYROXÈNES

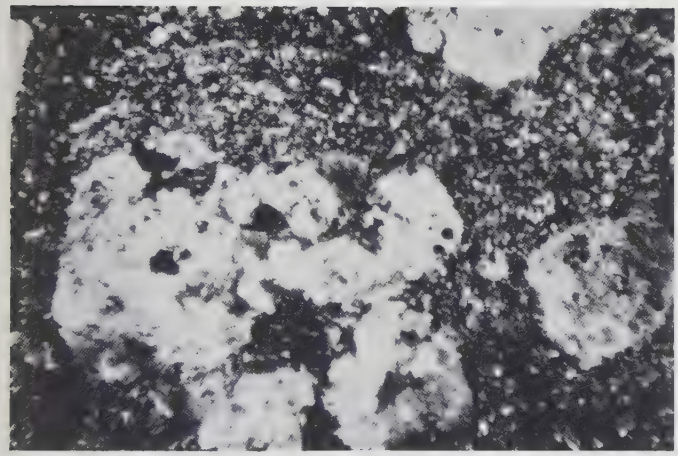
4. — P = pyroxènes.
   O = hornblende.
   minéral opaque : ilménite.
   Région Certitude.
   L.P. G. 104

5. — P = pyroxènes.
   O = hornblende.
   minéral opaque : ilménite.
   Région Certitude.
   L.P. G. 104

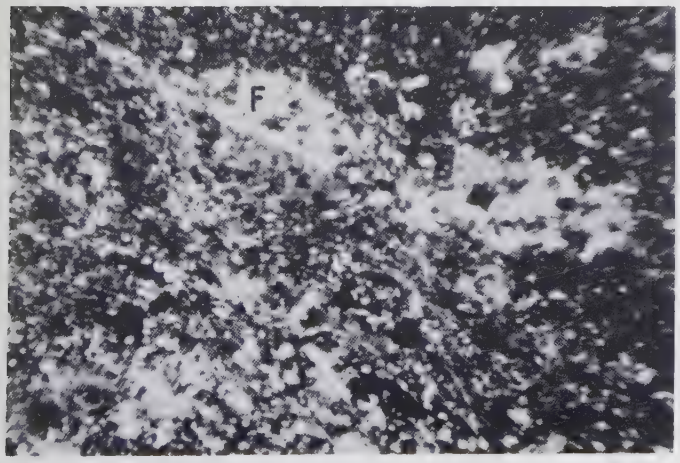
6. — Amphibolites provenant du métamorphisme de contact.
   Région Saint-Elie-Dieu-Merci.
   L.P. G. 104



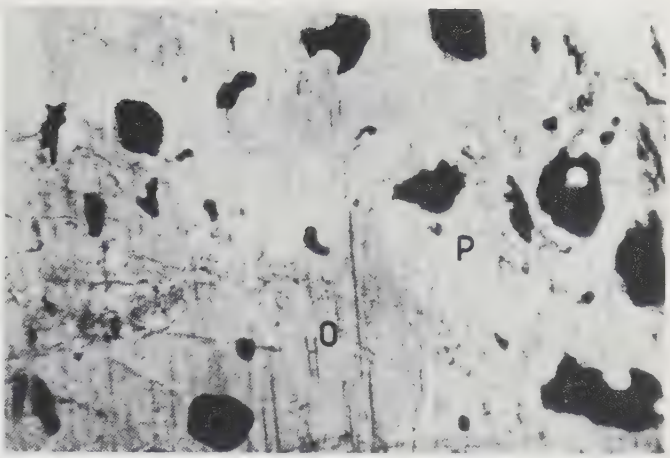
1



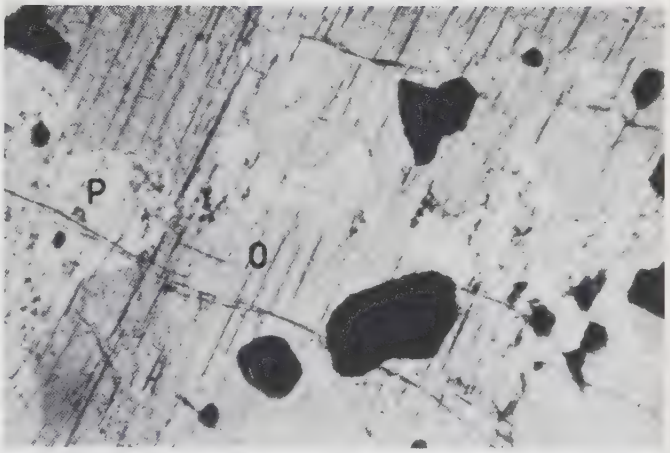
2



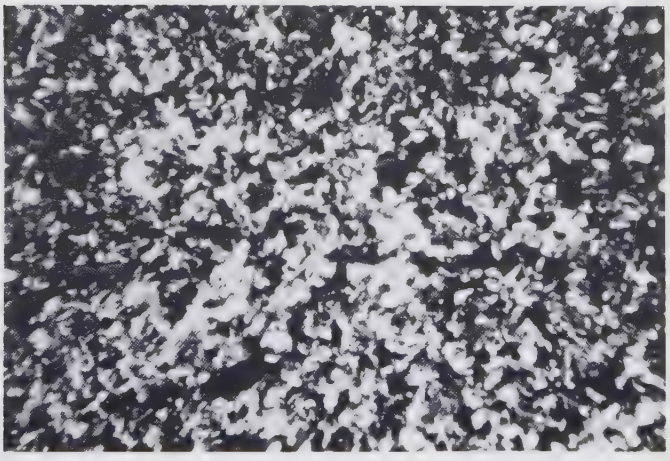
3



4



5



6

TABLE DES FIGURES

FIG. N°	LÉGENDE	PAGES
	Carte de la Guyane Française	10
1	« Classification génétique des venues magmatiques du Précambrien guyanais »	41
2	« Esquisse géologique du Département de la Guyane Française »	43
3	« Répartition des gisements aurifères du Département de la Guyane Française »	45
4	« Diagramme de la différenciation des granites de la Guyane Française »	51
5-6	« Diagramme des variations des volumes des oxydes »	52
7-8	« Diagramme des variations des volumes des oxydes »	53
	« Variations du volume total des oxydes des venues granitiques de la Guyane » :	
9	Granite Galibi	54
10	Granite Caraïbe récent	54
11	Granite Caraïbe ancien	55
12	Granite Guyanais	55
13	Granite Hyléen	56
14	« Variation schématique du volume total des oxydes dans une différenciation magmatique »	58
15	Coupe schématique de la zone de minéralisation aurifère de la Guyane.	60
16	Zone minéralisée.	60
17	Localisation des filons.	61
18	Région Sophie. — Répartition des directions de filons.	74
19	« Bloc diagramme » : Région Sophie.	75
20	Carte géologique : Région Sophie	76
21	« Bloc diagramme » : Région Saint-Elie	86
22	Coupes A-B, (SSW-NNE) de Devis au Mont Coupard, chantier Devis.	87
23	Carte géologique : Région Saint-Elie	88
24	Plan de zone minéralisée « Pépita-Victoire-Babinsky-Joyeuse »	89
25	Carte géologique : Région de Saül	102
26	Coupes 1-2 et 3 : Région de Saül	103
27	Carte géologique « Cormontibo »	108
28	Graphique ! Phases chronologiques des minéraux	120
29	Graphique : Température d'éclatement des inclusions fluides	126
30	Saül. — Filon « Gros Latil ». — Variation des teneurs.	130
31	Bois Canon. — Tableau 2	131
32	Coupe schématique d'un thalweg aurifère	139
33	Appareil à « confined spot »	145
34	Mécanisme probable de la recristallisation de l'or.	146

Pages

4) Granite guyanais 49
5) Granite hyléen 50
6) Conclusion et interprétation sur les granites..... 50
7) La genèse des filons provenant des granites 58
8) Tectonique et caractéristiques des filons 59

Chapitre V.

Description de quelques régions aurifères caractéristiques. 63
1) Région Sophie..... 63
2) Région Saint-Elie. 77
3) Région Saül..... 90
4) Région Cormontibo 104

Chapitre VI.

Etude de la paragenèse des filons aurifères..... 109
1) La paragenèse des filons aurifères.. 109
2) Succession chronologique des minéraux des paragenèses 116
3) Classification géochimique des éléments dans les minéraux des paragenèses 116
4) Phénomènes secondaires. 117

Chapitre VII.

La structure du quartz des filons aurifères, les inclusions fluides et leur température d'éclatement 123

Chapitre VIII.

La métallogénie des filons aurifères 127
1) Les phases métallogéniques des filons aurifères..... 127

Pages

2) Répartition des teneurs dans les filons 129
3) Age absolu des remplissages des filons 132

Chapitre IX.

Les formations encaissantes des filons aurifères 133
1) Laves diverses..... 133
2) Quartzites 133
3) Schistes métamorphiques 134

Chapitre X.

Comparaisons des phases métallogéniques aurifères de la Guyane Française avec celles du Vénézuela (El-Callao) et du Canada (Timmins). 135
1) Guyane Française..... 135
2) Vénézuela (El-Callao) 136
3) Canada (Timmins) 136

Chapitre XI.

L'or alluvionnaire et la recristallisation de l'or 141
Guyane Française 141
Ity (Côte-d'Ivoire) 143

Chapitre XII.

Conclusions générales 149
Conclusions minières..... 151

Bibliographie 153

Annexe : Tableaux des analyses chimiques des roches..... 155

Planches hors-texte 165

Table des figures. 207

DEUXIÈME THÈSE

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

UTILISATION DES BASSES TEMPÉRATURES DANS L'ÉTUDE DES INCLUSIONS FLUIDES

VU ET APPROUVÉ :
Paris, le 3 juin 1962.
Le Doyen de la Faculté des Sciences,
Marc ZAMANSY

VU ET PERMIS D'IMPRIMER :
Le Recteur de l'Académie de Paris.
Jean ROCHE.